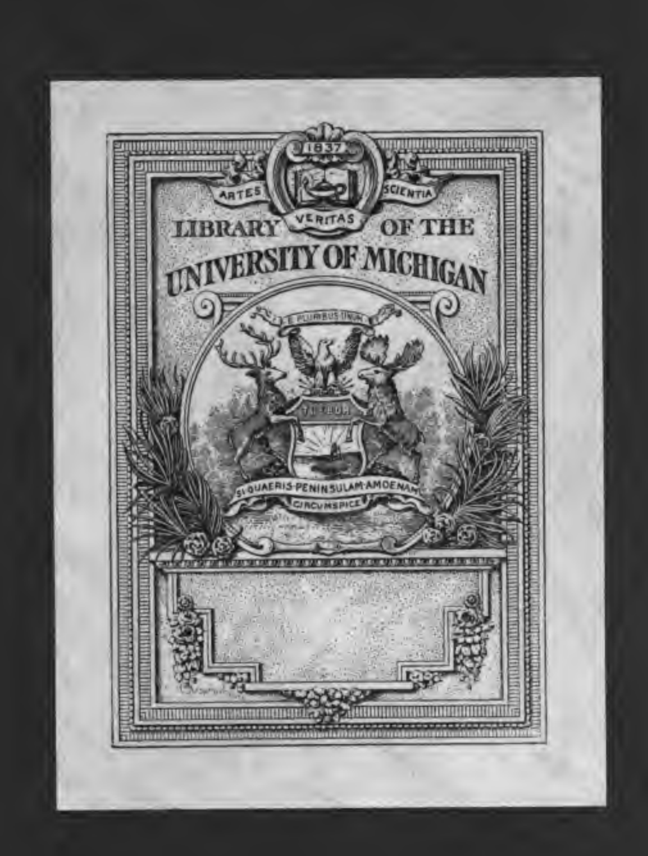
GRUBENMANN

DIE KRISTALLINEN SCHIEFER II


1837
ARTES
SCIENTIA
VERITAS
LIBRARY OF THE
UNIVERSITY OF MICHIGAN
E PLURIBUS UNUM
TUEBOR
SI QUAERIS PENINSULAM AMOENAM
CIRCUMSPICE



9.60 9. I. 07 ac

DIE

KRISTALLINEN SCHIEFER

VON

Dr. U. GRUBENMANN

ORDENTL. PROFESSOR DER MINERALOGIE UND PETROGRAPHIE
AM EIDGENÖSSISCHEN POLYTECHNIKUM UND AN DER UNIVERSITÄT ZÜRICH

II

SPECIELLER TEIL

MIT 8 TEXTFIGUREN UND 8 TAFELN

BERLIN
VERLAG VON GEBRÜDER BORNTRAEGER
SW 11 DESSAUERSTRASSE 29
1907

Buchdruckerei des Waisenhauses in Halle a. S.

VORWORT.

Die freundliche Beurteilung, welche der I., allgemeine Teil der „Kristallinen Schiefer" von seiten vieler namhafter Fachgenossen fand, ermutigte den Autor zur Vorlegung des II., speziellen Teiles, der die Anwendung des dort mehr theoretisch Gewonnenen und zugleich dessen Prüfung an den Erfahrungstatsachen bilden soll. Dabei wurde zunächst nur die Schaffung der Grundlagen einer Systematik ins Auge gefaßt, gestützt durch die Beigabe der wünschenswertesten Beispiele; ein weiterer Ausbau bleibt für später vorbehalten. — In erster Linie handelte es sich darum, über den chemischen Bestand der kristallinen Schiefer eine leitende Übersicht zu gewinnen und dann zu zeigen, wie derselbe in den verschiedenen Tiefenstufen der Erdrinde sich gestaltet, und daraus die Haupteinteilungsprinzipien abzuleiten.

Da die in der Literatur vorhandenen Gesteinsanalysen sehr oft nicht von einer genauen Beschreibung des ihnen zugrunde liegenden Materials begleitet sind, war es notwendig, sich vorerst in dieser Richtung eine etwas breitere, zuverlässige Basis zu schaffen und eine größere Anzahl kristalliner Schiefer von dem Unterzeichneten bekannter geologischer Lagerung im eigenen Laboratorium analysieren und studieren zu lassen. Infolgedessen stehen mir jetzt über 100 neue, gute Gesteinsanalysen von zweckdienlicher Mannigfaltigkeit zur Disposition, von denen im nachfolgenden nur etwa die Hälfte in passender Auswahl mitgeteilt werden kann; 40 derselben sind von meiner Assistentin Frl. Dr. L. Hezner ausgeführt, die übrigen 11 von den Studierenden O. Fischer (III_2 u. VII_4), E. Gutzwiller (V_1), H. Hirschi (I_5, $VI_{2,3}$, VII_1), G. Rüetschi (I_{12}), P. Seidel (II_6), P. Waindziok (I_{10}) und O. Züst (I_{11}), in deren Arbeiten sie z. T. auch schon publiziert worden sind. Für den größten Teil der daneben aufgenommenen Beispiele wurden H. Rosenbusch's „Elemente der Petrographie" (R. E.) wegen ihrer weiten Verbreitung als Quelle angegeben; den wenigen

anderen, welche dort nicht gefunden werden können, ist die genaue Herkunftsangabe beigefügt. — Mit der chemischen Bearbeitung einzelner Komponenten der kristallinen Schiefer wurde bereits begonnen; doch ist sie einstweilen noch nicht weit genug vorgerückt, um die Mitteilung ihrer Resultate hier schon fruchtbar zu machen.

Die Beantwortung der zweiten Frage, die der Gestaltung eines gegebenen chemischen Stoffes in den verschiedenen Tiefenstufen der Erdrinde (Zonenlehre), erfordert eine sehr ausgedehnte Lokalkenntnis in den weiten Verbreitungsgebieten der kristallinen Schiefer, so daß sich der einzelne Beobachter auch bei weitergehender Erfahrung im Terrain hierin stets unzulänglich fühlen muß. Literarische Quellen leiden vielfach an einer gewissen Unvollständigkeit, weil die Gesichtspunkte, auf welche es hier ankommt, den Autoren in weitaus den meisten Fällen noch fern gelegen haben. Gerade dieser Teil bedarf deshalb der intensivsten Mithilfe der Fachgenossen, und will es nicht zum mindesten die Aufgabe der vorliegenden Arbeit sein, anzuregen zum Studium der paragenetischen Verhältnisse für die verschiedenen Zonen der Erdrinde, um so die Zonenlehre noch mehr zu klären, auf weitere Basis zu stellen und für die geologische Praxis auf kristallinen Gebieten fruchtbar zu machen. — Irrtümer sind bei einem ersten Versuche dieser Art schlechterdings nicht zu vermeiden; aber vielleicht bildet die vorliegende Arbeit doch eine der Stufen, welche die Erkenntnis der kristallinen Schiefer auf ihrem Entwicklungsgange zu beschreiten hat. Durch gütige Mitteilung von Berichtigungen oder weiterer Beispiele zum Ausbau der Systematik werden mich die geehrten Fachgenossen zu großem Danke verpflichten.

Frl. Dr. L. Hezner bezeuge ich an dieser Stelle meinen besten Dank für die sorgfältige Durchführung und Berechnung so vieler Analysen, sowie für tüchtige Mithilfe bei der Durchsicht von Literatur und Korrekturbogen. Die Herstellung der Negative für die beigegebenen Mikrophotogramme besorgte in dankenswerter Bereitwilligkeit abermals Herr Dr. O. Fischer. Auch die Verlagsbuchhandlung ist meinen Wünschen wiederum mit der größten Liebenswürdigkeit entgegengekommen, wofür ich ihr hier gerne meinen herzlichsten Dank ausspreche.

Zürich, Ende Oktober 1906.

U. Grubenmann.

INHALTSVERZEICHNIS.

Die vorliegende Arbeit möchte als erster **Versuch** angesehen werden, auf genetischer Grundlage eine Systematik der kristallinen Schiefer aufzubauen. Eine solche existierte bis heute nicht, einerseits, weil die nötige Übereinstimmung in den Grundanschauungen über das Wesen und die Bildungsweise der kristallinen Schiefer fehlte, andererseits, weil ausreichendes Erfahrungsmaterial mangelte, um einen umfassenden Überblick über das Vorhandene zu gestatten. Das Interesse der Petrographen hat sich bis in die jüngste Zeit namentlich den Massengesteinen zugewandt, deren in der Hauptsache klare genetische Verhältnisse und größere Gesetzmäßigkeit in allen Erscheinungen befriedigende Arbeitsresultate versprechen. Erst während der letzten zwei Dezennien sind auch die kristallinen Schiefer von einzelnen Forschern (Becke, van Hise, Sederholm, Termier, Weinschenk und Verfasser) intensiver in Angriff genommen und bearbeitet worden, und es hat sich besonders die Anwendung physikalisch-chemischer Gesetze für die Aufklärung der genetischen Verhältnisse fruchtbar erwiesen. Auch die Gegensätze der Meinungen scheinen nicht mehr unüberbrückbar; dazu erbrachten die Einzelforschungen ein reichliches Material, so daß, wenngleich noch viele Lücken auszufüllen sind, doch die Grundlagen zu einem allgemeinen Überblick über das Vorhandene im ganzen nicht mehr fehlen.

Fast allgemein gelten heute die kristallinen Schiefer als eine selbständige Gesteinklasse, welche als Derivate von ursprünglichen Massengesteinen, Sedimenten, oder Mischungen beider, ihre spezifischen Charaktere durch physiko-chemische Prozesse sekundär gewonnen haben. Auch über die Art der umwandelnden Vorgänge und die dabei wirksamen Faktoren ist im ganzen eine Einigung erzielt. Nur das Wirkungsmaß der letzteren (Temperatur, Druck, Lösungsmittel usw.) unterliegt noch verschiedener Beurteilung. Immerhin läßt sich sagen, daß heute jene Richtung die herrschende sein dürfte, welche als Weiterentwicklung und Vertiefung des von

Lossen eingeführten „Dynamo-Metamorphismus“ und des von Lyell stammenden „Regionalmetamorphismus“ gelten kann, indem die darunter begriffenen Vorgänge auf bestimmte chemisch-physikalische Gesetze zurückgeführt werden. Dabei bewirkt der Ausdruck „Dynamo-Metamorphismus“ insofern leicht falsche Vorstellungen, als sich mit ihm durch lange Gewohnheit gerne die Annahme rein mechanischer Vorgänge oder wenigstens reiner Druckwirkungen verknüpft und dürfte darum am besten gänzlich aufgegeben werden. Eine mindestens ebenso wesentliche Rolle, wie die mechanische Umgestaltung, spielt in der Bildung der kristallinen Schiefer ohne Zweifel die hydrochemische Umwandlung, bei welcher aber neben Druck der mitwirkenden Faktoren so viele und wichtige sind, daß keiner von ihnen als der maßgebende für die Art und Bezeichnung der Metamorphose angesehen werden kann. Es möchte daher der einfache Terminus „Metamorphismus“ am meisten zu empfehlen sein.

Schon in den Anfängen der geologischen Wissenschaft, welche die damals noch unselbständige Petrographie umschloß, wurde ein großer Teil der Eigentümlichkeiten der kristallinen Schiefer, soweit dies ohne mikroskopische Arbeiten möglich war, nicht allein wahrgenommen, sondern auch genetisch zu deuten versucht. Jene Gesteine galten entweder als erste Erstarrungskruste der Erde oder als ursprüngliche Sedimente[1], wurden also ihrer Entstehung nach nicht prinzipiell geschieden von den beiden Gesteinsklassen der Erstarrungsgesteine und der Schichtgesteine, sondern sollten ihre abweichenden Charaktere nur den besonderen Umständen verdanken, unter denen ihre Erstarrung oder Sedimentation erfolgte. Dazu lag die Wahl eines genetischen Einteilungsprinzipes den früheren Geologen meist noch fern; fehlte ja manchen von ihnen selbst die Erkenntnis, daß es für jede Einteilung notwendig sei, die klassifikatorischen Merkmale, mögen sie mineralogischer, chemischer, geologischer oder struktureller Art sein, konsequent anzuwenden. — Aus diesen Gründen scheiden die ersten Einteilungsversuche die kristallinen Schiefer entweder gar nicht, oder doch nicht rein, von den beiden anderen Gesteinsgruppen ab; sie trennen, je nach der Auswahl ihres Unterscheidungsprinzipes, oft nicht einmal diese. Die erste Geschichte der Systematik der kristallinen Schiefer ist

---

1) Siehe Kristalline Schiefer, I. Teil, S. 3.

daher eine Geschichte der Gesteinslehre überhaupt. Im nachfolgenden sollen darüber, wie in der historischen Partie des ersten Teiles, wiederum nur einige Hauptzüge gezeichnet werden.

Für die Gesteinsklassifikation ist wieder Werner, „der Vater der Geologie", bahnbrechend; seine Einteilung verrät naturgemäß ihren Ursprung aus der Geologie: sein Einteilungsprinzip ist ein geologisches. Er geht von der Idee der „Formation" aus, worunter er Massen von bestimmtem Charakter versteht, welche unter gewissen Bedingungen und vielleicht in verschiedenen Perioden der Erdgeschichte entstehen. Darin liegt allerdings wohl schon ein genetisches Prinzip der Klassifikation; allein es fehlt ihm noch die Bestimmtheit und Schärfe der Abgrenzung, entsprechend den Anfangsstadien der petrographischen Erkenntnis. Werner unterscheidet neben dem Übergangsgebirge, Flözgebirge, aufgeschwemmten Gebirge und vulkanischen Gebirge ein „Urgebirge", welches größtenteils die kristallinen Schiefer umfaßt, neben jenen Graniten, Porphyren usw., welche stets mit großen Schieferkomplexen verbunden sind. — Viel später, schon im Beginne der mikroskopischen Ära der Petrographie, forderte Lossen[1] neuerdings eine geologische Einteilung der Gesteine, denn für ihn ist der Fels ein geologischer Körper, und die geologischen Relationen der Gesteine müssen als petrographische Relationen anerkannt werden. Merkwürdigerweise will er, der doch der Schöpfer des „Dynamo-Metamorphismus" ist, die kristallinen Schiefer systematisch nicht als eigene Gesteinsklasse behandeln, hauptsächlich wegen der Schwierigkeiten, welche in dieser Beziehung aus der Verschiedenartigkeit ihres Ursprungs erwachsen.

Werners Formationsidee wurde von seinen Nachfolgern wieder verlassen. Es folgt ein Zeitraum des Tastens und Suchens, in welchem bald diese, bald jene Gesteinsmerkmale klassifikatorisch verwendet werden, je nachdem sie dem betreffenden Autor bedeutungsvoll erscheinen, meist ohne Konsequenz in der Durchführung. So klassifizierte Leonhard (1823) in heterogene, homogene, fragmentarische und lose Felsarten, wobei die kristallinen Schiefer mit den meisten Massengesteinen zusammen in die erste Klasse fallen. Seine Einteilungsweise wurde in Deutschland mit

1) Über die Anforderungen der Geologie an die petrographische Systematik. Jahrbuch der K. Pr. Geol. Landesanstalt 1883, S. 486.

größeren oder geringeren Modifikationen lange beibehalten und beeinflußte die meisten nachfolgenden, so daß sie Senft (1857), Blum (1860) und in ihren Anfangswerken auch Naumann (1850) und Zirkel (1866) für Hauptabteilungen oder Untergruppierung mehr oder weniger benutzten. Daneben galt als weiterer Einteilungsgrund die organische oder unorganische Herkunft des Gesteins (Senft) oder die Frage, ob sein Material von unten (anogen), oder von oben (katogen) stammt (Kalkowski 1886).

Auch Brogniart (1827) akzeptierte die zwei ersten Abteilungen von Leonhard, von denen er die erste wieder gliederte in kristallisierte und aggregierte, die zweite in „phanerogene" und „adelogene" Gesteine. Abbé Hauy, der bekannte Begründer der Mineralogie, gab 1811 seinem System einen mehr beschreibend mineralogischen Charakter und klassifizierte ohne konsequentes Prinzip die Gesteine einfach nach dem Handstück durch Herausgreifen irgendwelcher in die Augen springender rein deskriptiver Eigenschaften. Er unterschied 1. steinige und salinische Felsarten, 2. brennbare, nicht metallische, 3. metallische, 4. Felsarten, nach Einigen von plutonischem, nach Andern von wässerigem Ursprung, 5. vulkanische Gesteine. Von Feldbeobachtungen wurde dabei gänzlich abgesehen, und mit Recht wurde sein Vorgehen von Lossen als „Kabinetspetrographie" charakterisiert. Hauy wirft Mineralien und alle Arten von Gesteinen bunt durcheinander und erzielt so gerade das Gegenteil dessen, was eine Klassifikation bezwecken soll: Eine Vereinigung des Ähnlichen und eine Scheidung des Verschiedenartigen. — Hauys Einfluß machte sich auch bei Cordier (1842—1848) noch geltend, der ganz ähnlich, und ebenso unfruchtbar, klassifizierte und dadurch bei seinem großen Einfluß auf die Petrographie Frankreichs in hohem Grade fortschrittshemmend wirkte.

Auch in den beiden frühesten englischen Systemen werden die kristallinen Schiefer als Sedimente, oder als erste Erstarrungskruste, nicht von den übrigen Gesteinsklassen getrennt. Der erste englische Klassifikator John Pinkerton (1811) teilte zunächst in eine „substanzielle" und eine „accidentielle Domäne" ein, deren jede wieder in sechs Unterabteilungen zerfällt; diejenigen der ersten Domäne werden durch irgendeine Substanz beherrscht (Eisendomäne, Kieseldomäne usw.), während die zweite außerordentlich heterogen erscheint und alles übrige auf sich nimmt,

wobei zusammengesetzte, anomale, vulkanische usw. Gesteine unterschieden werden. Man sieht daraus, daß sie an Inkonsequenzen der Einteilung von Hauy in nichts nachsteht. — Einen großen Fortschritt bedeutete demgegenüber die Klassifikation von John Macculloch (1822). Er teilte die Gesteine in eine primäre und eine sekundäre Klasse ein, je mit den Unterabteilungen geschichtet und ungeschichtet. Obgleich die kristallinen Schiefer, wohl als erste Erstarrungskruste, für primäre Gesteine angesehen werden, fallen sie doch zum größten Teil als „geschichtete" Gesteine in eine Gruppe zusammen, unter Aufstellung der heute noch gebräuchlichen Unterabteilungen der Gneiße, Glimmerschiefer, Chloritschiefer, Talkschiefer, Hornblendeschiefer, Strahlsteinschiefer, Quarzfels usw., Unterscheidungen, die ihrer Zeit sehr weit vorausgeeilt sind.

Unterdessen waren in die Entwicklung der Petrographie zwei Faktoren eingetreten, die bald vom größten Einflusse auf die Klassifikation der Gesteine werden mußten: Die Idee der Metamorphose (deren Entwicklungsgang im I. Teil, S. 3—6 kurz geschildert wurde) und die Feststellung der chemischen Zusammensetzung der Gesteine, welche zuerst durch Cordier mittels qualitativer Prüfung, durch Bunsen, Roth und Scheerer dagegen mittels der quantitativen Analyse festgestellt werden sollte. Freilich diente diese zunächst vielfach nur zu einer immerhin unsicheren Herausrechnung des Mineralbestandes; doch bleibt es von außerordentlicher Wichtigkeit, daß damit allmählich die Erkenntnis von einem charakteristischen chemischen Bestand der Gesteine und von gewissen Gesetzmäßigkeiten in denselben sich unwillkürlich verband.

Der Einfluß der Ideen über Metamorphose machte sich zuerst bei Bernhard v. Cotta (1857) geltend; er trennte die Klasse der metamorphen Gesteine von den beiden übrigen ab, glaubte aber, daß dieselben durchweg von Sedimenten abstammen. Beinahe gleichzeitig mit ihm verfaßte H. Coquand von Besançon (1858) eine über 400 Seiten starke „Abhandlung über die Felsarten, betrachtet vom Standpunkte ihres Ursprungs, ihrer Zusammensetzung, ihres Vorkommens, sowie ihrer Verwendung in Geologie und Industrie". Auch er nimmt dieselben großen Hauptgruppen an, wie v. Cotta, teilt aber die metamorphen Gesteine wieder ein in kristalline Schiefer, in solche mechanischen Ursprungs und in

solche chemischen Ursprungs. Wie er sich den Ursprung seiner kristallinen Schiefer dachte, läßt sich nicht klar ersehen; allein in der Trennung der mechanischen und der chemischen Metamorphose erscheint zum erstenmal ein Gedanke, der sich von weitester Brauchbarkeit erwies und dessen klassifikatorische Verwendbarkeit später besonders aus den Arbeiten von van Hise einleuchtend wurde.

Der Einfluß der chemischen Zusammensetzung und Behandlung der Gesteine auf ihre Klassifikation beschränkte sich zwar zunächst auf die Massengesteine, welche Bunsen (1851)[1] in saure, basische und überbasische einteilte. Weil nun die Resultate der chemischen Analysen vorerst einer Feststellung des Mineralbestandes dienten und weil in der Tat die mineralogische Zusammensetzung der Gesteine unzweifelhaft von ihrem Chemismus abhängt, macht sich der Einfluß der vertieften chemischen Erkenntnis in allen spezifisch systematischen Arbeiten hauptsächlich bemerkbar in einer Feststellung der Hauptgruppen oder doch der Untergruppen nach dem Mineralbestand. Besonders das Vorhandensein oder Fehlen von gewissen Feldspäten, auch von Hornblenden, Augiten usw., wurde klassifikatorisch benutzt, ein Weg, den Hermann Abich (1841) in seinen „geologischen Beobachtungen über die vulkanischen Erscheinungen und Bildungen in Unter- und Mittelitalien" wohl zum ersten Male betreten hat. Es war nun eine ganz natürliche Konsequenz dieser neuen Entwicklungsrichtung, daß man dabei für den Anfang wenigstens von der bereits angebahnten Abtrennung der kristallinen Schiefer von den übrigen Gesteinen wieder zurück kam, da eben Massengesteine und kristalline Schiefer denselben Mineralbestand aufweisen. — Als eigentlicher Begründer der Systematik nach dem Mineralbestand darf Justus Roth (1861) angesehen werden durch „seine Gesteinanalysen in tabellarischer Übersicht und mit kritischen Erläuterungen". Er klassifizierte in Orthoklas-, Oligoklas-, Labrador- und Anorthitgesteine, wobei dann z. B. die Gneiße zusammen mit den Graniten, Syeniten und Felsitporphyren in seine erste Gruppe fallen. Ein gewisser Einfluß des Mineralbestandes, und besonders der vorhandenen Feldspäte, auf die Gesteinseinteilung hat sich

---

1) Über die Prozesse der vulkanischen Gesteinsbildungen Islands. Pogg. Ann. 1851, S. 197—272.

seitdem erhalten und dürfte kaum wieder verschwinden, besonders weil inzwischen durch die Einführung des Mikroskops in die petrographische Forschung eine schärfere Feststellung desselben ermöglicht wurde. Noch größere Verdienste aber erwarb sich Roth durch seine in vier Beiträgen publizierten Sammlungen von circa 2000 Gesteinsanalysen[1], durch welche allmählich ein Überblick über den Gesteinschemismus gewonnen und der Boden für die spätere Klassifikation der Gesteine auf chemischer Grundlage festgelegt wurde. — Ganz eigene Wege in der chemischen Einteilung der Gesteine ging Th. Scheerer (1864).[2] Als ausgesprochener Plutonist teilte er dieselben zunächst in plutonische, pluto-vulkanische und vulkanische Gesteine ein, wobei er alsdann die drei bekannten Gneißstufen des sächsischen Erzgebirges, den roten, mittleren und grauen Gneiß in die erstgenannte Gruppe unterbrachte. Seine Abteilungen charakterisierte er durch das Sauerstoffverhältnis von $SiO_2 : RO + R_2O_3 (= 1)$, den Sauerstoffquotienten, und den mittleren prozentualen Kieselsäuregehalt. Die Unhaltbarkeit von Scheerers theoretischen Anschauungen brachte auch die tatsächlichen Resultate seines Einteilungsvorschlages zu Fall; allein die Anwendung der von ihm eingeführten chemisch-petrographischen Formel hat sich, zunächst besonders für die chemische Charakteristik der Massengesteine, als ungemein fruchtbar erwiesen und läßt sich, wie später zu zeigen versucht wird, auch für eine scharfe Umgrenzung der Gruppen metamorpher Gesteine sehr wohl verwenden.

Neben den sich immer mehr verbreitenden und verbessernden Methoden der chemischen Gesteinsuntersuchung entwickelten sich während der drei letzten Dezennien des vorigen Jahrhunderts die mikroskopischen Untersuchungsmethoden in ungeahnter Weise. Dadurch konnten nicht nur die feineren Variationen im Mineralbestand der Gesteine, sondern auch die strukturellen Verhältnisse mit in Betracht gezogen werden und mehr und mehr beitragen zur Vertiefung der systematischen Vorstellungen besonders in genetischer Richtung. Die Idee der Metamorphose hatte inzwischen fast allenthalben festen Boden gewonnen und

---

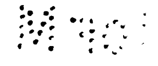
1) Beiträge zur Petrographie plutonischer Gesteine, Berlin 1869, 1873, 1879, 1884.

2) Vorläufiger Bericht über kristallinische Silikatgesteine des Fassatales und benachbarter Gegenden Südtirols. N. J. 1864, S. 383—411.



bewirkte, daß die Dreiteilung der Gesteine als Massengesteine, Sedimente und metamorphe Gesteine allgemein wurde. Doch war der Begriff der Metamorphose immer noch etwas schwankend. Nur aus solchen, noch ungefestigten Vorstellungen heraus konnte es geschehen, daß im Jahre 1897 Johannes Walther dem Petersburger Geologenkongreß Vorschläge zu einer Systematik der Gesteine unterbreitete, in welchen dargetan wird, daß sekundär erworbene Gesteinseigenschaften nicht klassifikatorisch angewandt werden dürfen, obgleich er anerkennt, daß durch die Metamorphose sekundäre Eigenschaften zu „wesentlichen", primäre Eigenschaften zu „akzessorischen" werden können. Die kristallinen Schiefer sollen nach ihm daher nur als Anhänge zu den Massengesteinen und Sedimenten behandelt werden, eine Ansicht, welche heute außer von Walther wohl nur noch von wenigen Geologen aufrecht erhalten werden dürfte.

Die beiden großen, in der Jetztzeit verbreitetsten und einflußreichsten Lehrbücher der allgemeinen und speziellen Gesteinskunde, das Lehrbuch der Petrographie von Zirkel (1895), sowie die „Elemente der Gesteinslehre" von Rosenbusch (1897 und 1903) behandeln die kristallinen Schiefer selbständig neben den Massengesteinen und den Sedimenten. Gemeinsam ist beiden, daß sie zur Einteilung innerhalb der kristallinen Schiefer die althistorischen Gruppen der Gneiße, Glimmerschiefer, Amphibolite usw. wählen. Hingegen ist die Abgrenzung der kristallinen Schiefer gegen die übrigen Gesteine bei beiden eine verschiedene. Zirkel will alle jene metamorphen Gesteine noch von ihnen ausschließen, die nach ihrer Lagerung, oder sonstwie, als ursprüngliche Massengesteine erkannt werden können, wobei er die Übereinstimmung im Chemismus nicht als Beweismittel für die Abstammung von Massengesteinen ansehen möchte. Nach ihm rekrutieren sich die kristallinen Schiefer aus dem „Grundgebirge" (unter Ausschluß der darin auftretenden Eruptivgesteine) und aus jüngeren metamorphen Sedimenten. — Rosenbusch schließt von den kristallinen Schiefern noch alle diejenigen metamorphen Gesteine aus, welche zweifellose Kontakthöfe um Massengesteine bilden. Auch die niedrigen Umwandlungsstadien toniger Sedimente, die Phyllite, finden bei ihm, wohl als Übergangsglieder, noch innerhalb der sedimentären Klasse ihren Platz. Seine Behandlungsweise der als Unterabteilungen der kristallinen Schiefer



gewählten „Familien“ der Gneißgesteine, Glimmerschiefer, Chloritschiefer usw. ist aber eine so ausgesprochen genetische und die chemische Abgrenzung jeder derselben eine so treffende, daß auch für die kristallinen Schiefer in seinen „Elementen“ in der Tat die chemische und genetische Grundlage für eine systematische Klassifikation derselben geschaffen worden ist.

Aber erst nachdem der Begriff der Metamorphose durch die Anwendung physikalisch-chemischer Vorstellungen einen scharf definierten Inhalt gewonnen hatte, konnte durch Becke und Konsorten ausgesprochen werden, daß die Metamorphose ein eigenartiger, den übrigen Gesteinsbildungswegen gleichwertiger Prozeß sei. Damit erst wurde die Selbständigkeit der kristallinen Schiefer und ihre Gleichwertigkeit mit den anderen Gesteinsklassen sowie ihre Abgrenzung gegen dieselben fester begründet. — Eine weitere Förderung und Bereicherung der systematisch verwendbaren Vorstellungen wurde durch die von van Hise, Becke und den Verfasser eingeführte Zonenlehre gegeben, welche schon durch viele gute und geistreiche Beobachtungen und Bemerkungen von Zirkel, Rosenbusch, Sederholm und anderen vorbereitet war. Ihre klassifikatorische Bedeutung wird in den nachfolgenden Darlegungen über die Prinzipien einer Systematik der kristallinen Schiefer näher beleuchtet werden.

PRINZIPIEN DER SYSTEMATISCHEN KLASSIFIKATION DER KRISTALLINEN SCHIEFER.

Eine Systematik der kristallinen Schiefer, die auf genetischer Grundlage sich aufbauen soll, wird auf nachfolgende, im I. Teil weiter ausgeführte Darlegungen sich stützen müssen.

1. Die kristallinen Schiefer sind entstanden durch die Metamorphose von Massengesteinen, Sedimenten oder Mischungen beider, wobei der chemische Bestand dieser Gesteine im wesentlichen erhalten blieb. Dabei führen chemisch gleiche Ausgangsmaterialien, welcher Abstammung sie auch sein mögen, unter den gleichen Umwandlungsbedingungen (Bedingungen der Zone) schließlich zu gleichen Endprodukten.

2. Die Metamorphose selbst ist ein dem Bildungsprozesse der Massengesteine und Sedimente gleichwertiger Gesteinsbildungsweg, der den kristallinen Schiefern ihren besonderen Stempel



aufdrückt und ihnen gegenüber jenen ihre Klassenselbständigkeit verleiht.

Aus diesen Sätzen begründet sich in erster Linie die Notwendigkeit einer selbständigen systematischen Behandlung der kristallinen Schiefer und ist durch sie zugleich die Wahl der Klassifikationsgrundlagen bestimmt. Als erstes Klassifikationsprinzip muß der chemische Gehalt des Schiefers gewählt werden; in zweiter Linie kommen dann die typischen Merkmale in Betracht, welche demselben vermöge der Metamorphose durch die physikalischen Bedingungen jeder Zone verliehen worden sind.

Der stoffliche (chemische) Bestand irgend eines metamorphen Gesteins ist das, was sein Wesen in erster Linie und am tiefsten bestimmt und die Grundlage bildet für alle Veränderungen. Die ursprüngliche Herkunft und Form dieses Stoffes, ob er grobkörnige Tiefengesteine oder feinkörnige Trümmergesteine darstellt, ist von geringerer Bedeutung; die daraus sich ableitenden Merkmale können durch die Metamorphose in beiden Fällen mehr und mehr verwischt und schließlich zu derselben Schlußform geführt werden. Ein Granit, eine Arkose, ein Quarzporphyrtuff z. B. dürften in der obersten Zone durch mechanische Zertrümmerung der groben Mineralkörner, durch Serizitisierung der Orthoklase usw. in Serizitphyllite umgewandelt werden, deren wesentliche Charaktere sich vollkommen gleichen; ebenso können sie in der mittleren und tieferen Zone zu gewissen Gneißen werden, die in gleicher Weise dort ihre bestimmten charakteristischen Eigenschaften erhalten, welche die des Ausgangsmateriales vollständig verwischen. Daher ist es naheliegend, diese chemisch ähnlichen Gesteine angesichts der gleichen Schlußprodukte trotz ihrer so verschiedenartigen Herkunft doch zu einer systematischen Einheit zusammenzufassen. Würden sie nach ihrer Herkunft voneinander getrennt, d. h. ihre eruptive, sedimentäre oder tuffogene Abstammung als Haupteinteilungsprinzip gewählt, so müßten durchaus gleiche kristalline Schiefer auseinander gerissen und in verschiedene Gruppen verteilt werden. Zugleich würde dadurch nicht das Gewordene, sondern das Ursprüngliche als das Hauptsächliche statuiert und so die kristallinen Schiefer im Grunde doch ihrer Selbständigkeit beraubt und zu bloßen Anhängen der Sedimente und Massengesteine herabgedrückt. — Selbstverständlich wird die Feststellung des Ausgangsmaterials für jeden kristallinen Schiefer genetisch

immer eine der wesentlichsten Aufgaben bleiben, weil der Gang der Metamorphose, welcher er entsprungen ist, erst dann vollständig erfaßt und verständlich werden kann, wenn neben dem Endprodukt auch der Anfangskörper bekannt ist. Für die Klassifikation jedoch kann die Herkunft nur in untergeordneter Weise Verwendung finden. Die Haupteinteilung würde sich, wie aus dem Vorstehenden hervorgeht, an den Stoff knüpfen: das erste Klassifikationsprinzip wird ein chemisches sein müssen.

Auch die Klassifikation der Massengesteine ruht jetzt fast durchgehends auf chemischer und zwar quantitativer Grundlage. Es ist dies durch die Genesis dieser Gesteine bedingt, denn allen ist das Hervorgehen aus einer schmelzflüssigen Lösung von qualitativ wesentlich gleicher Zusammensetzung gemeinsam. Das Unterscheidende und Trennende, und darum zur Klassifikation führende, sind die quantitativen Verhältnisse der Lösungskomponenten. Bestimmte, in diesen quantitativen Verhältnissen herrschende Gesetzmäßigkeiten verbinden dann die getrennten Gruppen wieder zu verwandten Klassen. — Für die kristallinen Schiefer ist das feste Gestein Ausgangsmaterial, und zwar ist dasselbe, da es auch Sedimente, und Mischungen letzterer mit Massengesteinen, einschließt, recht heterogener Art, und jene für die Massengesteine geltenden Gesetzmäßigkeiten in der stofflichen Zusammensetzung fehlen vielfach. Aber es sind auch hier dieselben Stoffe wie bei den Massengesteinen, welche den chemischen Bestand ausmachen; nur kann zu den hauptsächlichsten gesteinsbildenden Oxyden: SiO_2, Al_2O_3, FeO, CaO, MgO, K_2O und Na_2O noch CO_2 als wesentlicher Komponent hinzutreten. — Die chemische Verschiedenartigkeit der kristallinen Schiefer wird ebenso, wie die der Eruptivgesteine, durch das wechselnde Mengenverhältnis dieser Oxyde bestimmt, von welchen, ebenso wie dort, in extremen Typen einige (oder eines allein) herrschend werden können, während die übrigen zurücktreten. Darum muß die chemische Klassifikation der kristallinen Schiefer eine quantitative sein. Das erste Klassifikationsmittel ist daher die quantitativ-chemische Analyse.

Dies begegnet nun freilich der Schwierigkeit, daß ihre Ausführung immer eine längere Arbeitszeit in Anspruch nimmt und daß ein gegebenes Gestein nicht sofort im Felde oder nach dem

Handstück mit Sicherheit klassifiziert werden kann. Doch läßt sich dagegen geltend machen, daß heutzutage zur vollen Aufhellung eines Gesteins, neben der mikroskopischen Untersuchung, die Bauschanalyse ohnehin für unerläßlich gilt, und daß bei der engen Abhängigkeit des Mineralbestandes vom Chemismus in sehr vielen Fällen dieser aus jenem ziemlich weitgehend festgestellt werden kann, um so mehr, als es sich bei kristallinen Schiefern stets um holokristalline Materialien handelt. Auch kann hierin durch Übung und Erfahrung eine große Sicherheit erreicht werden.

Zum Zwecke eines raschen und sicheren Überblickes über die chemischen Verhältnisse eines Gesteins, und um das Einheitliche in übersichtlicher Weise zusammenfassen und das Verschiedene trennen zu können, soll aus der Analyse für jede Gruppe der kristallinen Schiefer eine chemisch-petrographische Formel herausgebildet werden. Dafür haben sich die von Osann für die Massengesteine[1] inaugurierten Zahlen und Zeichen in hohem Maße tauglich erwiesen, weil sie in schöner Weise den tatsächlichen chemischen Verhältnissen der hauptsächlichsten gesteinsbildenden Mineralien Rechnung tragen. Die spezifische Natur der kristallinen Schiefer hat nur wenige kleine Abweichungen von seinen Vorschlägen notwendig gemacht.

Von den durch die Bauschalanalyse gegebenen Oxyden werden TiO_2 und P_2O_5 in äquivalentes SiO_2 umgerechnet und zu diesem geschlagen, in gleicher Weise Fe_2O_3 und MnO zu FeO, ferner BaO, SrO zu CaO; das Wasser wird vernachlässigt. Die bleibenden sieben Posten: SiO_2, Al_2O_3, FeO, CaO, MgO, K_2O und Na_2O werden zunächst summiert und dann auf die Summe 100 umgerechnet; die so erhaltenen sieben Werte durch die bezüglichen Molekulargewichte dividiert, ergeben in den sieben Quotienten die Molekularproportionen, welche nunmehr noch auf die Summe 100 umzurechnen sind. Die dadurch gewonnenen Posten, die „Molekularprozente", werden nun folgendermaßen verwendet und bezeichnet:

S bedeutet die Menge des vorhandenen SiO_2;

A gibt die Summe der Alkalien, die im Verhältnis von 1:1 durch Tonerde gebunden werden;

---

1) Tschermaks mineralog. und petrograph. Mittheilungen XIX, 351.

C gibt die Menge von CaO, die ebenfalls im Verhältnis von 1 : 1 durch Tonerde gebunden wird;

F gibt die Summe von FeO und MgO. — Reichte die Tonerde nicht aus, um alles CaO im angegebenen Verhältnis zu binden, so wird der restierende Anteil an CaO zu F geschlagen;

M ist eben dieser in F untergebrachte eventuelle Rest von CaO;

T ist der Tonerderest, welcher nach der Sättigung der Alkalien und des CaO mit Al_2O_3 (im Verhältnis von 1 : 1) noch übrig bleiben kann;

K endlich ist die Menge des vorhandenen SiO_2, im Verhältnis zu den übrigen Oxyden, entsprechend dem Quotienten von Osann (a. a. O. XX, 406) $K = \frac{S}{6A + 2C + F}$.

Bei den Massengesteinen wird durch K ein Maß gegeben für die Menge des im Gestein vorhandenen freien Quarzes; für die kristallinen Schiefer trifft dies erfahrungsgemäß, wohl infolge ihres Ursprungs aus festem Material und ihrer geringeren chemischen Gesetzmäßigkeit, nur in beschränktem Maße zu. Ist $K > 1$, dann muß freier Quarz vorhanden sein, nicht aber muß er fehlen, wenn $K < 1$. In allen Fällen bleibt K aber doch ein prägnanter Ausdruck für den Aziditätsgrad eines Gesteins, und darum wurde er auch für die kristallinen Schiefer beibehalten. Die Werte S, K (s, k bei Osann), A, C, F besitzen nach Obigem genau die Deutung, die ihnen von Osann gegeben wurde; M entspricht seinem m, gibt jedoch den absoluten Betrag des CaO innerhalb F, nicht wie bei Osann, den relativen, gewonnen durch Umrechnung von 100 auf 10. Überhaupt wurden durchweg die prozentualen Werte beibehalten und zur chemischen Charakteristik der Gruppen gewählt, weil es dabei nicht nur auf die Verhältnisse der Oxydgruppen untereinander, sondern auch auf ihre wirkliche Größe ankommt, namentlich bei Vergleichungen. Von der Einführung eines Wertes für das Verhältnis der Alkalien untereinander (n bei Osann) wurde vorläufig abgesehen. Es kann sich bei diesen ersten Klassifikationsversuchen zunächst nur um eine Einteilung in großen Zügen handeln, bei welchen nur die Summe der Alkalien in Betracht kommt. Ihr gegenseitiges Verhältnis kann vielleicht dereinst für eine chemische Untergruppierung bedeutsam werden. Zurzeit fehlt

es hierfür sowohl an Analysenmaterial, als auch an petrographischer Erfahrung. Der Wert T findet kein Analagon bei Osann; seine Aufnahme wurde bestimmt, einerseits durch den häufigen Überschuß an Tonerde in gewissen Gneißen, andererseits durch seine Notwendigkeit für die chemische Charakterisierung der Derivate toniger Sedimente. M verdankt seine Aufnahme der sedimentogenen Gruppe der Kalksilikatgesteine, für deren chemischen Typus es bestimmend wird.

Die sieben Werte S, A, C, F, M, T, K sollen Gruppenwerte genannt werden; sie repräsentieren in ihrer Gesamtheit — ein einzelner herausgegriffener Wert ist bedeutungslos — den chemischen Charakter jeder Hauptgruppe, indem sie für jede in gewissen, bestimmbaren Grenzen schwanken. Der Schwankungsbereich wird bei der Normierung jeder einzelnen Gruppe angegeben werden, daneben aber auch noch Gruppen-Mittelwerte, welche als Mittel aus einer möglichst großen Anzahl für jede Gruppe berechneter Analysen gewonnen wurden.

Auch die Osannschen Projektionswerte[1] a, c, f, das heißt die auf 20 umgerechneten Werte von A, C, F und seine Dreieckprojektion[2] können für die kristallinen Schiefer Verwendung finden. Diesbezügliche Versuche haben gezeigt, daß auch diejenigen Gruppen, welche größtenteils sedimentogene Derivate umfassen, doch zum Teil durch die Projektionswerte noch scharf genug abgegrenzt werden, um im Dreieck einen bestimmten Raum einzunehmen. Außerdem können durch die Projektionen die Verwandtschaftsverhältnisse der behandelten Gesteine veranschaulicht werden, und nicht zum Letzten ist durch sie ein Mittel gegeben, die Herkunft eines bestimmten kristallinen Schiefers von gewissen Massengesteinen mit großer Wahrscheinlichkeit festzustellen, weil sein Projektionspunkt in den Projektionsbezirk jener Massengesteine fallen muß.

Das nachfolgende Beispiel, dem der Sillimanitgneiß von Langenbielau (Schlesien) zugrunde liegt, mag den Gang der Berechnung und die Gewinnung der Gruppen- und Projektionswerte verdeutlichen.

1) $a = \frac{20\,A}{A + C + F}$; $c = \frac{20\,C}{A + C + F}$; $f = \frac{20\,F}{A + C + F}$.

2) a. a. O. XIX, 363 und XXII, 355.

	Analysen-mittel	Reduktion	Um-rechnung auf 100	Molekular-Pro-portionen	Molekular-Prozente
SiO_2	64,24	65,04	66,83	111,4	72,4
TiO_2	1,07	—	—	—	—
Al_2O_3	17,95	17,95	18,45	18,1	11,8
Fe_2O_3	2,47	—	—	—	—
FeO	1,59	3,82	3,92	5,4	3,5
CaO	1,52	1,52	1.57	2,8	1,8
MgO	3,07	3,07	3,15	7,9	5,2
K_2O	2,90	2,90	2,98	3,2	2,1
Na_2O	3,02	3,02	3,10	5,0	3,2
H_2O unter 110° . .	0,17	—	—	—	—
H_2O über 110° . .	1,72	—	—	—	—
Summe	99,72	97,32	100,00	153,8	100,0

Gruppenwerte:

$S = SiO_2$ in Molekular % $= 72,4$

$A = 3,2 + 2,1 = 5,3$

$C = 1,8$

$F = 3,5 + 5,2 + 0 = 8,7$

$M = 0,0$

$T = 11,8 - (3,2 + 2,1 + 1,8) = 11,8 - 7,1 = 4,7$

$$K = \frac{72,4}{6 \cdot 5,3 + 2 \cdot 1,8 + 8,7} = \frac{72,4}{44,1} = 1,6$$

Projektionswerte nach Osann:

$$a = \frac{20 \cdot 5,3}{5,2 + 1,8 + 8,7} = \frac{106}{15,8} = 6,7, \text{ abgerundet } 6,5$$

$$c = \frac{20 \cdot 1,8}{5,3 + 1,8 + 8,7} = \frac{36}{15,8} = 2,3 \quad \text{„} \quad 2,5$$

$$f = \frac{20 \cdot 8,7}{5,3 + 1,8 + 8,7} = \frac{174}{15,8} = 10,8 \quad \text{„} \quad 11,0$$

Summe 20,0

Ergebnis: $a_{6,5}\ c_{2,5}\ f_{11}$; Projektion: Nr. 1 S. 59.

Mittels der wechselnden Größe der einzelnen Gruppenwerte, wobei der eine oder andere auch auf 0 herabsinken kann, sind für die kristallinen Schiefer zwölf Gruppen aufgestellt worden. Alle diese Gruppen sind natürlich nur herausgegriffene Typen, die einen bestimmten, stofflichen Charakter verhältnismäßig rein repräsentieren; alle sind miteinander durch Übergänge verbunden. Diese sind schon durch die den kristallinen Schiefern

zugrunde liegenden Ausgangsgesteine gegeben, denn sowohl Massengesteine als Sedimente bilden eigentlich kontinuierliche Reihen, die gegenseitig wieder verbunden sind durch Mischgesteine, indem z. B. das Material eines klastischen Sedimentes sich ganz oder teilweise von einem bestimmten Massengestein ableiten und sich ihm stofflich mehr oder weniger nähern kann.

Derselbe Stoff erhält nun, wie im ersten Teil der kristallinen Schiefer (S. 55—69) erörtert wurde, in jeder der Zonen oder Tiefenstufen ein anderes, charakteristisches Gepräge. Ein Diabas z. B. wird in der obersten Zone durch Chloritisierung seiner Augite und Epidotisierung seiner Plagioklase, verbunden mit paralleler Anordnung dieser Komponenten, zum Chloritschiefer werden. In der mittleren Zone wird die Chloritisierung, ebenfalls wieder unter Schieferung, durch Hornblendisierung ersetzt, und der Plagioklas bleibt zum Teil bestandfähig; es resultiert aus dem Diabas ein Plagioklasamphibolit. In der tiefsten Zone ist der Augit existenzfähig, und durch Neubildungen von Granat kann aus dem diabasischen Material ein massiger Eklogit entstehen. — Faßt man an Hand derartiger Wahrnehmungen die stofflich gleichen kristallinen Schiefer nach dem Vorausgehenden in eine chemische Hauptgruppe zusammen, so ergeben sich zu jeder derselben drei Untergruppen (Ordnungen), welche nach einem typomorphen Mineralbestand und nach den in den einzelnen Tiefenstufen herrschenden Strukturen und Texturen, die das Resultat der in jeder Zone herrschenden physikalischen Verhältnisse sind, voneinander unterschieden werden können. Das zweite Einteilungsprinzip ist also ein physikalisches.

Während die Hauptgruppen der kristallinen Schiefer durch die Anwendung des quantitativ chemischen Prinzips analog denen der Massengesteine gebildet worden sind, kommt in der Untergruppierung, der Bildung von Ordnungen, das spezifisch Genetische dieser Gesteinsklasse zum Ausdruck. Darum ist die so begründete Systematik in gewissem Sinne eine natürliche.

Da zwölf chemische Hauptgruppen festgestellt worden sind, lassen sich für die kristallinen Schiefer im ganzen 36 Ordnungen voraussehen. Für die erste Ordnung der I. Gruppe z. B. müssen als Ordnungscharakteristik jener Mineralbestand angegeben und jene Texturen und Strukturen angeführt werden, die sich aus

dem chemischen Stoff der I. Gruppe unter den physikalischen Bedingungen der tiefsten Zone bilden; ganz analog für die zweite und dritte Ordnung jener Gruppe der Mineralbestand, die Strukturen und Texturen, welche derselbe Stoff in der mittleren und oberen Zone ausbilden wird. — Wie für jede Gruppe die chemische Charakteristik an die Spitze ihrer Beschreibung gestellt werden soll, so auch für jede Ordnung der charakteristische Mineralbestand, sowie die entsprechenden Texturen und Strukturen. Nur durch die Gesamtheit der dadurch gegebenen Eigenschaften wird die Eigentümlichkeit der die Ordnung repräsentierenden Gesteine bestimmt; ein einzelnes, herausgegriffenes Merkmal genügt im allgemeinen nicht, um die Zugehörigkeit zu einer Ordnung darzutun.

Es ist nicht zu bestreiten, daß durch die Anwendung der Zonenlehre, mit ihrer physikalisch-chemischen Grundlage, ein theoretisches Prinzip klassifikatorisch in die Systematik der kristallinen Schiefer eingeführt wird, was zu Einwänden Veranlassung geben mag. Indessen ist die ungleiche Ausbildung der kristallinen Schiefer in den verschiedenen Tiefenstufen der Erde eine schon seit langem bekannte Erfahrungstatsache, die für sich bestehen bleibt, auch abgesehen von ihrer theoretischen Erklärung. Ihren ersten Ausdruck fand sie schon in der Aufstellung der drei Formationen des Urgebirges als Urgneiß-, Urglimmerschiefer- und Urtonschieferformation. Diese Dreigliederung scheint in der Natur gut begründet zu sein, und wurde darum auch die Einteilung nach drei Zonen hier vorläufig festgehalten.

Becke, und zum Teil auch van Hise, nehmen nur zwei Tiefenstufen an, woraus nach unserer Einteilungsweise nur zwei Ordnungen für jede Gruppe resultieren würden. — In der Tat muß zugegeben werden, daß durch die Annahme von nur zwei Zonen manche Schwierigkeiten der Abtrennung sich erheblich vermindern. So würden selbstverständlich dadurch, daß einzelne Komponenten, z. B. Hornblende, Plagioklas, Epidot und andere, die bei der Aufstellung von drei Zonen für zwei angrenzende Tiefenstufen typomorph sind, bei der Annahme von bloß zwei Zonen nur für eine derselben typomorph werden, und die Scheidung der zugehörigen zwei Ordnungen müßte damit eine reinere werden. Auch manche Unschärfen, die aus dem Übergreifen der Zonen hervorgehen, indem gewisse typomorphe Mineralien in einer derselben höher

hinauf oder tiefer hinab steigen als andere (siehe erster Teil S. 60), würden vermieden, sowie auch diejenigen, welche durch verschiedene Empfindlichkeit der sich umwandelnden Gesteine gegen Kataklase oder chemische Einwirkungen bedingt sind. So reagieren z. B. aplitische Massen noch in großer Erdtiefe auf Druck durch Kataklase, während derselbe bei wasserreichen Tongesteinen und selbst Graniten zu chemischen Umwandlungen anzuregen scheint. Auch mag es vorkommen, daß z. B. die Bildungsbedingungen einer tieferen Zone lokal — etwa durch heiße Quellen oder durch besondere Dislokationsmodalitäten usw. — in eine höhere eintreten. Der Zonenbegriff ist eben nicht ein strenger Niveaubegriff; ein Gestein der tiefsten Zone stellt vielmehr die Tiefenfazies aller der Gesteine dar, die zufolge ihres gleichen Chemismus derselben Gruppe angehören. So ist z. B. ein Eklogit die Tiefenfazies gewisser Amphibolite und Epidotchloritschiefer; Eklogite werden aber niemals in die katarchäischen Gneiße eingelagert getroffen. Die Tiefenfazies der I. Gruppe (der Orthoklasgneiße) steigt also tiefer hinab, als die der IV. Gruppe (der Eklogite).

Alle diese Schwierigkeiten machen sich selbstverständlich in der nachfolgenden systematischen Einteilung mehr oder weniger stark geltend. Wie weit eine genügend scharfe Abgrenzung der Ordnungen trotzdem gelungen ist, bleibt dem Urteil der Fachgenossen überlassen. Dieser ganze Versuch einer systematischen Klassifikation will ja nicht als etwas Abgeschlossenes betrachtet sein, sondern vielmehr nur als ein erster Schritt zur Anbahnung eines Weges und Feststellung seiner allgemeinen Richtung. Mancherlei Abweichungen werden nicht zu vermeiden, viel weiteres Ausbauen und Vervollkommnen noch notwendig sein! Es bleibt ein großes Arbeitsfeld für die petrographische Forschung offen, denn dann erst wird die Zonenlehre und die darin gegründete systematische Gliederung vollendet sein, wenn das Stabilitätsfeld jedes gesteinsbildenden Minerals in ähnlicher Weise festgestellt ist, wie dies durch Van t'Hoff und seine Schüler für die Haloide geschah. — Und nicht nur für die schärfere und sicherere Abgrenzung der Ordnungen, auch für eine feinere chemische Gliederung mancher Gruppen bleibt noch vieles zu tun übrig und ist auch für eine spätere Ausarbeitung manches schon vorgesehen. Je mehr dieser erste Versuch die Fachgenossen zur Mitarbeit anregt, um so besser wird sein Zweck erfüllt sein!

Abgrenzung der kristallinen Schiefer gegen die übrigen Gesteinsklassen. Die Abgrenzung der kristallinen Schiefer gegen die Massengesteine und Sedimente ist darum oft mit nicht geringen Schwierigkeiten verbunden, weil die Metamorphose ein allmählich und langsam wirkender Vorgang ist, der zwischen dem Ausgangsgestein und dem fertigen Schiefer das Vorhandensein aller möglicher Übergangsstufen gestattet. Für die Abgrenzung bleibt daher dem individuellen Ermessen immer ein großer Spielraum; weder die mineralogischen, noch die strukturellen und texturellen Eigenschaften, einzeln und für sich betrachtet, genügen, um im speziellen Falle zu entscheiden. Der Mineralbestand stimmt, besonders in der tiefsten Zone, in manchen Gruppen mit dem chemisch analoger Massengesteine weitgehend überein, z. B. bei Orthoklasgneißen und Graniten, und massige Typen kommen auch unter den „kristallinen Schiefern" vor. Außerdem ist die durch Metamorphose entstandene sekundäre Paralleltextur nicht immer ganz leicht von primärer zu unterscheiden, und auch die „körnige" Strukturform der Massengesteine und Schiefer, namentlich die Fälle blastogranitischer, blastophitischer und ähnlicher Umbildungen, lassen manchmal Unsicherheiten aufkommen. — Trotzdem bleibt immerhin die Struktur in weitaus den meisten Fällen das beste Unterscheidungsmittel, und ganz selten wird die endgültige Entscheidung, ob ein metamorphes oder nicht metamorphes Gestein vorliege, bei der Berücksichtigung der Gesamtheit der mineralogischen, texturellen und strukturellen Eigenschaften unmöglich bleiben. — Im allgemeinen läßt sich sagen, daß ein Gestein dann zu den kristallinen Schiefern zu rechnen sein wird, wenn die durch die Metamorphose erworbenen Eigenschaften die vorherrschenden geworden sind, die ursprünglichen daher aufgehört haben, den Gesteinscharakter wesentlich zu bestimmen. Dieses Prinzip hält auch noch stand gegenüber der eigenartigen Klasse der „Injektionsgesteine", denn solche werden dann zu den kristallinen Schiefern zu rechnen sein, wenn ein ursprünglicher, nicht injizierter Schiefer dem Gestein seinen Hauptcharakter verleiht, hingegen zu den Massengesteinen, wenn die injizierte Masse dominiert, der schieferige Anteil zurücktritt.

Wesentlich größere Schwierigkeiten bietet die Abgrenzung der kristallinen Schiefer gegen die Kontaktgesteine; es

wird vielleicht überhaupt nicht möglich sein, hier je eine reine Scheidung zu vollziehen. Die Eigenschaften der kontaktmetamorphen Gesteine gleichen denen kristalliner Schiefer, besonders solchen der tiefsten Zone, in weitgehender Weise. Gar manche Schiefer, besonders aus den an Zentralmassive sich anlehnenden Schieferhüllen, sind ohne Zweifel vor der durch die Dislokationsvorgänge inaugurierten Metamorphose schon kontaktmetamorph verändert gewesen. Eine Auslese zwischen den durch diese oder jene metamorphosierenden Kräfte hervorgebrachten Eigenschaften scheint unmöglich, um so mehr, als die Umwandlung in den tieferen Regionen vieles mit der Kontaktmetamorphose gemein hat, vor allem das Vorherrschen der Wärmewirkung, wobei das im Gestein selbst enthaltene Wasser ähnlich dem beim Kontakte eindringenden wirkt. In einzelnen Fällen mag vielleicht diese Wirkung noch durch Zutritt von Wasserdampf und weitere Temperaturerhöhung unterstützt werden, dann nämlich, wenn das Einsinken von Schollen diese in die Nähe magmatischer Massen führt. Kontaktwirkung und gewöhnliche Metamorphose können so vielfach ineinander greifen und dadurch in ihren Erscheinungen sich nähern. Hier auf eine Scheidung der Produkte zu dringen, ist aber um so weniger angezeigt, als eben der Begriff der Metamorphose immer mehr alle die mannigfaltigen Wirkungsweisen umschließen sollte, welche mit dem Bewegen der festen Massen innerhalb der Erdrinde verbunden sind.

Nomenklatur. In der Nomenklatur sollen möglichst die gebräuchlichen und althergebrachten Namen beibehalten und geschont werden, denn sie sind etwas historisch Gewordenes und erscheinen daher fest mit der Geschichte der Petrographie und dem petrographischen Denken verknüpft. Bezeichnungen wie Gneiß, Phyllit, Amphibolit usw. dürften immer wieder angewandt werden und sich kaum von neuen, mehr oder weniger willkürlich gewählten verdrängen lassen. Jede Sprache ist ihrem Wesen nach konservativ und will sich nur allmählich ändern und neuen Bedürfnissen anpassen, in ähnlicher Weise etwa, wie ein lebender Organismus langsam wächst und neue Triebe ansetzt. Die absichtliche Neuschöpfung von Benennungen ganzer Klassen von Objekten erregt stets ein gewisses Unbehagen und Widerspruch und wird selten durchzudringen vermögen. Am leichtesten noch finden philonomische Bezeichnungen Eingang, das heißt solche,

welche den zu benennenden Gegenstand gewissermaßen beschreiben, weil sie sich organisch an schon Vorhandenes anschließen. Solche sollen womöglich gewählt werden, sofern das Alte nicht ausreicht. Ähnlich annehmbar erscheint die Verwendung von Vorsilben zu alteingeführten Worten, und vieles kann dadurch zur Verbesserung der Nomenklatur geschehen, daß man die Begriffe, welchen gebräuchliche Bezeichnungen zugrunde liegen, scharf umgrenzt und ihre Verwendung für ganz bestimmte Objekte festlegt. So sollte unter „Gneiß" nur ein metamorphes Gestein verstanden werden, das wesentlich aus Quarz, Feldspat und einem färbenden Gemengteil oder Muscovit besteht, unter „Phyllit" ein solches, dessen feinkörnige Hauptgemengteile Quarz und Sericit mit oder ohne Chlorit und Calcit sind. Ein „Amphibolit" setzt sich aus gewöhnlicher Hornblende und irgend einem anderen Mineral als wesentlichen Komponenten zusammen; ein „Hornblendeschiefer" dagegen besitzt nur Hornblende als Hauptgemengteil. Die Bedeutung der im folgenden angewandten Namen wird aus der jeder Gesteinsart beigegebenen Beschreibung ersichtlich sein; auch hierin bleibt noch vieles verbesserungsfähig und bedarf der hilfreichen Mitarbeit der Fachgenossen.

Bezüglich der Bezeichnung von Gruppen und Ordnungen sei folgendes kurz vorausgeschickt: Jede Hauptgruppe erhält ihren Namen von dem für sie am meisten charakteristischen Gesteine, z. B. Gruppe der „Plagioklasgneiße", der „Tonerdesilikatgneiße", „Kalksilikatgesteine" usw. Die Zugehörigkeit zu einer der Ordnungen wird durch das Voraussetzen der Vorsilben „Kata" für die tiefste, „Meso" für die mittlere und „Epi" für die oberste Zone ausgedrückt, dieselben jedoch nur dann angewandt, wenn ein bestimmtes Gestein in mehreren Zonen möglich und daher, allerdings jeweilen in verschiedener Ausbildung, in mehreren Abteilungen erscheint. So hat man zwischen „Kata-Plagioklasgneiß" und „Meso-Plagioklasgneiß" zu unterscheiden, dagegen nur von Sillimanitgneiß zu sprechen, nicht von Kata-Sillimanitgneiß, weil derselbe nur in einer Zone und Ordnung vorkommt. — Von der Bezeichnung der Herkunft des Gesteins durch die von Rosenbusch vorgeschlagenen Beiwörter „Ortho" und „Para" wird hier abgesehen, teils, weil schon die Ordnungen durch Präpositionen unterschieden sind, und sich daraus eine unschöne Anhäufung solcher Vorsilben ergeben müßte, z. B. „Ortho-Meso-Plagioklas-

amphibolit", teils namentlich auch deshalb, weil die Klassifikation sich nicht auf die Herkunft des Ausgangsmaterials gründet. Diese soll indessen, wo es immer möglich ist, durch Attribute hinzugefügt werden, wie z. B. „quarzdioritischer" Meso-Plagioklasgneiß oder „sedimentogener" Granatgneiß usw., denn nur dann, wenn das Ausgangsmaterial erkannt ist, kann auch das metamorphe Produkt und sein Entstehen tiefer verstanden werden. In jedem Falle soll vermieden werden, einen kristallinen Schiefer, der den Mineralbestand eines bestimmten Massengesteins zeigt, mit dem Namen des letzteren zu bezeichnen, unabhängig von seiner Herkunft, z. B. ein schieferiges Amphibolplagioklasgestein ohne Rücksicht auf seine Abstammung einen „Dioritschiefer" zu nennen, denn dadurch werden falsche Vorstellungen erweckt und Verwirrungen hervorgerufen; es sollte in diesem Falle die Bezeichnung „Plagioklasamphibolit" gewählt werden. Alles übrige bezüglich der spezielleren, für die Klassifikation der kristallinen Schiefer hier angewandten Nomenklatur wird aus der nachfolgenden systematischen Übersicht dieser Gesteinsklasse ersehen werden können.

I. GRUPPE.

ALKALIFELDSPATGNEISSE.

Gruppen-Mittelwerte: **S=76,5 A=6,6 F=5,7 T=1,0. K=1,6 C=2,0 M=0.** **Projektionswerte** (nach Osann): $a_{8,5}$ $c_{3,5}$ f_{8}.

Die Gruppe der Alkalifeldspatgneiße ist ausgezeichnet durch einen hohen Gehalt an SiO_2, welcher zwischen 70 und 85 Mol. Prozenten schwankt; freier Quarz ist darum stets vorhanden, und seine Menge verhält sich zu derjenigen des gebundenen SiO_2 wie 1:(1—2,5). Die Summe der Alkalien erreicht einen Betrag von 5—10 Mol. Prozenten, ist also relativ hoch; sie kann in der Regel durch Tonerde im Verhältnis von 1:1 vollständig gebunden werden. CaO, ebenso an Tonerde gebunden, tritt ihnen gegenüber gewöhnlich stark zurück ($A > C$), variiert aber immerhin zwischen 0 und 8 Mol. Prozenten; zuweilen bleibt nach Sättigung der Tonerde mit Alkalien und Kalk von letzterem noch ein kleiner Überschuß übrig ($M = 0 - 2$). Dagegen tritt häufig der umgekehrte Fall ein, d. h. es kann nach Bindung der vorhandenen Alkalien und alkalischen Erden durch die Tonerde von dieser noch ein kleiner Rest übrig bleiben, welcher wohl einer mit der Metamorphose verknüpften Fortführung von Kalk und Alkalien zugeschrieben werden dürfte ($T = 0 - 3$). Die färbenden Oxyde FeO, MnO und MgO treten meist stark zurück und können sogar gänzlich fehlen ($F = 0 - 12$ Mol. Prozent). — Aus allen diesen Verhältnissen ist leicht zu ersehen, daß der Chemismus der Alkalifeldspatgneiße demjenigen der gewöhnlichen granitischen und syenitischen Massengesteine sehr ähnlich ist. Es gibt auch klastische Gesteine, welche deswegen, weil ihr Material wesentlich einem quantitativ wenig verschobenen Detritus solcher Massengesteine entspricht, ihnen chemisch sehr nahe kommen, wie gewisse

Arkosen, Breccien, Konglomerate und selbst Tongesteine. Die Ausgangsprodukte für die meisten Glieder der Alkalifeldspatgneiß-Gruppe mögen darum wohl in diesen beiden Lagern zu suchen sein.

1. ORDNUNG DER **KATA-ALKALIFELDSPATGNEISSE** („KATA-ORTHOKLASGNEISSE").

(Tiefste Zone.)

Mineralbestand: Hauptgemengteile: Quarz — Orthoklas (Mikroklin), Anorthoklas, die sauren Plagioklase (Albit bis Andesin) — Biotit, auch Augit, Hornblende.
Nebengemengteile: Apatit, Magnetit, Zirkon.
Übergemengteile: Sillimanit, Granat, Cordierit — Graphit, Turmalin, daneben auch etwa Korund, Spinell, Titanit, Rutil, Pyrit.

Textur: Massig bis schieferig.

Struktur: Granoblastisch („Hornfelsstruktur"), oft blastogranitisch.

Die Kata-Orthoklasgneiße stellen makroskopisch gewöhnlich nicht stark geschieferte, oft sogar beinahe massige Gesteine dar von grobem bis mittlerem, auch feinem, ja selbst dichtem Korn. Meist lassen sich schon von bloßem Auge grauer, fettglänzender Quarz und weiße, grünliche oder rötliche Feldspäte neben braunen Biotitblättchen oder einzelnen Hornblende- und Augitsäulchen leicht erkennen. Damit ist in der Hauptsache der Mineralbestand von Graniten gegeben, von denen diese Gneiße makroskopisch sich oft nur durch ihre schwache Paralleltextur unterscheiden.

Unter dem Mikroskop machen sich indessen tiefere Unterschiede geltend. Zwar erweisen sich auch hier die Hauptgemengteile mineralogisch gleich denen der granitischen und syenitischen Gesteine, was wohl damit zusammenhängt, daß die Katagneiße in großer Tiefe gebildet wurden, wo alle Gemengteile jener existenzfähig sind (siehe I. Teil, S. 58 f.). Häufiger aber, als es bei granitischen Gesteinen der Fall ist, erscheinen tonerdehaltige Übergemengteile, besonders Granat und Sillimanit, auch etwa Cordierit, was mit dem gewöhnlich vorhandenen Tonerdeüberschuß zusammenhängen mag.

Der Quarz[1] tritt völlig xenoblastisch auf; Andeutungen von kristallographischen Formen werden am ehesten noch etwa da getroffen, wo er in größeren Feldspäten eingeschlossen ist; doch bleiben auch dann die Körner in der Regel rundlich oder eiförmig. An der Schieferung des Gesteins hat er nur selten, durch parallele Lage etwas länglicher Körner, einen schwachen Anteil, besonders zuweilen in den glimmerarmen Gliedern der Gruppe. Entsprechend seiner Sprödigkeit machen an ihm sich auch noch Spuren von Kataklase hie und da bemerkbar. — Der vorherrschende Feldspat ist der Orthoklas, der zuweilen als Karlsbaderzwillinge, recht häufig auch in einfachen Kristallen getroffen wird. — Mikroklin ist seltener und scheint den sedimentogenen Varietäten fast ganz zu fehlen. — Die sauren Plagioklase treten gegenüber Orthoklas gewöhnlich zurück und zeigen dieselbe polysynthetische Zwillingsbildung, wie in den Massengesteinen. Mit der Anreicherung gefärbter Komponenten nehmen auch sie in der Regel zu und können in biotitarmen Gesteinsformen wiederum fast verschwinden. Kristallographische Umgrenzungen sind bei sämtlichen Feldspäten nicht oft zu finden. Wo solche vorkommen, bleiben sie auf pinakoidale Flächen beschränkt. Gewöhnlich erscheinen die Feldspäte in rundlichen oder etwas länglichen Körnern gleichmäßig gemischt mit Quarz; in einzelnen sedimentogenen Gesteinen sind sie fetzig geformt und greifen buchtig ineinander. Dann variiert auch die Korngröße stark, und größere Körner sind zuweilen ganz mit Quarz durchsetzt. Längliche Individuen liegen nicht kristallographisch orientiert und tragen darum auch nicht zur Schieferung bei. Spuren von Kataklase geben sich nur vereinzelt kund durch Brüche und wandernde Schatten. — Der Biotit bildet in der Regel unregelmäßig geformte oder buchtige, ausnahmsweise auch schöne, sechsseitig gestaltete Blättchen, die im Gestein ziemlich gleichmäßig zerstreut sind, bei meist wenig ausgesprochener Parallelität der Lage. Nur durch diese wird die gewöhnlich recht schwache Schieferung der Orthoklasgneiße zustande gebracht. Da jedoch der Biotit nicht in zusammenhängenden Lagen erscheint, fehlt eine deutlich ausgeprägte Fläche leichtester Ablösung. Verbiegungen, Knickungen oder Zerknitterungen werden am Biotit kaum beobachtet. Seine Ausbildung spricht mehr für eine fast vollkommene Neukristallisation. Seine Farbe ist gewöhnlich braun in den verschiedensten Nuancen nach dunkelgrün oder rotbraun. Nach den wenigen vorhandenen Analysen scheint er besonders gern zum Lepidomelan zu gehören. — Augit tritt als gewöhnlicher, meist braun gefärbter Pyroxen auf. Rosenbusch erwähnt in Pyroxengneißen auch Diallag, Diopsid und Hypersthen. In seiner Umgrenzung machen sich gelegentlich prismatische Flächen geltend; doch kommen auch vielfach ganz unregelmäßig geformte Körner vor. Durch eine schwach angedeutete parallele Lage der Vertikalachse von Augitindividuen, womit in Dünnschliffen auch eine gewisse Parallelität der Spaltrisse Hand in Hand geht, wird zuweilen die Schieferungsebene bezeichnet. — Als Hornblende erscheint immer die gewöhnliche, bräunlich grüne Varietät selten mit einem Stich ins Bläuliche

1) Es sollen nur diejenigen Eigenschaften der einzelnen Gesteinskomponenten hier eingehender behandelt werden, durch welche der spezifische Gruppencharakter der Gesteine mitbestimmt wird.



nach c. In ihrer Formentwicklung und Lage verhält sie sich wie der Augit; indessen ist eine mehr prismatische Ausbildung häufiger, während rundliche Körner seltener zu treffen sind. — Der Granat, meist Eisentongranat, ist nicht selten idioblastisch ausgebildet nach (110), auch nach (211); doch sind rundliche Formen immerhin häufig und erscheinen öfter von Quarz- und Feldspateinschlüssen siebartig durchbrochen. Besonders in den granatreicheren und biotitarmen Gesteinsformen sind gut entwickelte Kristallflächen am Granat selten. Zuweilen ist er hier in typischer Weise von Biotitblättchen umhüllt, als dessen Umwandlungsprodukte er von Rosenbusch (Elemente S. 505) gedeutet wird im Sinne der Gleichung:

$$2\,(\underbrace{Si_3O_{12}Al_3KH_2 + SiO_4Mg_2}_{\text{Biotit}}) + \underbrace{SiO_2}_{\text{Quarz}} = 2\,\underbrace{Si_3O_8AlK}_{\text{Orthoklas}} + \underbrace{Si_3O_{12}Al_2Mg_3}_{\text{Granat}} + \underbrace{Al_2O_4Mg}_{\text{Spinell}} + 2\,H_2O.$$

Sillimanit erscheint in den Kata-Orthoklasgneißen, wie gewöhnlich, in dünnen Nadeln, welche zu Reihen oder Büscheln angeordnet und in Cordierit, Quarz oder Biotit eingewachsen sind. Sie liegen meist völlig unabhängig von der Schieferungsebene in beliebiger Orientierung.

Auffallender als der Mineralbestand sind die texturellen und strukturellen Verhältnisse der Kata-Orthoklasgneiße. In ihren typischen Varietäten bilden Feldspäte und Quarz ein ziemlich gleichmäßiges Gemenge rundlicher, auch etwas länglicher, oder buchtiger Körner, meist ohne jegliche idioblastische Ausbildung und ohne die geringste Regelmäßigkeit in der Orientierung (Tafel III Fig. 1). Jene Mineralien haben alsdann gar keinen Anteil an einer vorhandenen schwachen Schieferung, welche allein durch den Biotit hervorgebracht wird. Wo daneben auch Augit oder Hornblende auftreten, zeigen auch sie in ihren mehr säuligen Individuen einige Andeutung von Parallelität der Lage. — Manchmal ist die Korngröße dieser Gesteine recht ungleich und sind es besonders die Feldspäte, welche in größeren, von rundlichen Quarzkörnern siebartig durchsetzten Individuen hervortreten. Kataklase ist niemals bedeutend und scheint häufig erst nachträglich an den fertig gebildeten Katagneißen sich entwickelt zu haben. Sie ist niemals imstande, das spezifische Strukturbild gänzlich zu verwischen, das auf Umkristallisation beruht und die Möglichkeit ausschließt, nach der Formentwicklung der Komponenten und deren gegenseitigen Einschlußverhältnissen eine Reihenfolge der Bildung derselben festzustellen. Überall da, wo eine deutliche Schieferung fehlt, kann einzig aus dieser kristalloblastischen Struktur hierher gehörender Gesteine ihre Gneißnatur erkannt werden. Die kristalloblastische Reihe dürfte folgendermaßen lauten:

Titanit, Rutil, Granat — Sillimanit, Apatit, Zirkon — Augit, Hornblende — Biotit, Graphit — Feldspäte — Quarz, Cordierit.

Nach ihrem Mineralbestand lassen sich die Kata-Orthoklasgneiße petrographisch scheiden in:

a) Die Familie der Kata-Biotitorthoklasgneiße.

b) Die Familie der biotitarmen Kata-Orthoklasgneiße.

Beide führen noch Augit oder Hornblende, die biotitarmen in entsprechend geringeren Mengen. Nach diesen und den Übergemengteilen, wie Sillimanit, Granat, Cordierit usw., können sie dann näher bezeichnet werden, wie „sillimanitführender Kata-Orthoklasbiotitgneis“, „biotitarmer Kata-Orthoklasgneiß, granatführend“.

a) DIE FAMILIE DER **KATA-BIOTITORTHOKLASGNEISSE.**

Diese sind die häufigsten Kata-Alkalifeldspatgneiße und führen neben Quarz-Feldspat als Hauptgemengteil Biotit. Nicht selten begleitet ein geringerer oder größerer Hornblendegehalt den Biotit, während ihm der Augit höchst ausnahmsweise vergesellschaftet ist. Sillimanit oder Granat treten in den Kata-Biotitorthoklasgneißen gerne als Übergemengteile auf, weniger oft der Cordierit. Dadurch werden Übergänge nach den Katagesteinen der II. Gruppe gebildet. — Nach ihrem Chemismus ebenfalls in die I. Gruppe gehörende Augit- und Hornblende-Orthoklasgneiße (deren einziger dunkler Gemengteil an Stelle von Biotit durch Augit oder Hornblende gegeben ist), kommen vor, sind jedoch naturgemäß eine Seltenheit, weil der Kalkgehalt der Pyroxene und Hornblenden in der Regel zu bedeutend für die Gruppe ist. Rosenbusch erwähnt in seinen „Elementen“ (S. 501) einen Hornblende-Orthoklasgneiß (sog. Fundamentalgneiß) vom Trembling Mountain in Kanada, der wohl hier einzureihen ist, und ebenso einen hauptsächlich Orthoklas führenden Pyroxengneiß („Pyroxengranulit“) von Penig in Sachsen. — Auch der Pyroxengneiß von Wahlberg in Schweden (vergl. Anal. 4, S. 42) gehört noch hierher, obgleich er durch seine reichliche Plagioklasführung schon zu den Pyroxenplagioklasgneißen der III. Gruppe hinüberleitet.

Die Angehörigen dieser Familie stammen von Graniten, Syeniten, sowie deren sauren Gängen und Ergüssen ab, desgleichen von Breccien, Arkosen und Tonen von ähnlichem Chemismus, wie jene Massengesteine. Nicht immer dürfte es gelingen, ohne Kenntnis der geologischen Lagerung die eine oder andere Herkunft

festzustellen. Doch erweisen sich im allgemeinen die Abkömmlinge der Sedimente in chemischer Beziehung als etwas reicher an überschüssiger Tonerde und als ärmer an Alkalien, wobei gewöhnlich K das Na überwiegt. Noch geringer ist in ihnen die Menge des vorhandenen CaO, so daß die Werte A und C in der Regel kleiner ausfallen als in den Massengesteinsderivaten derselben Familie. FeO und MgO macht sich daneben reichlicher geltend, F wird also größer. Die tonerdereichen Akzessorien Sillimanit, Granat und Cordierit treten infolge des Tonerdeüberschusses vorzüglich in sedimentogenen Kata-Orthoklasgneißen auf, desgleichen der Graphit (Rench-Gneiße des Schwarzwaldes, Gneiß von Senftenberg im niederösterreichischen Waldviertel). — Auch strukturelle Unterschiede lassen sich etwa erkennen insofern, als in den granitischen Gneißen der Katazone die ursprüngliche Struktur selten vollständig verloren gegangen ist und somit als mehr oder weniger blastogranitisch erscheint. Die sedimentogenen Gneiße dagegen zeigen zuweilen eine typische Hornfelsstruktur mit siebartiger Durchquarzung der Orthoklase (Tafel III Fig. 2), wodurch oft eine große Ähnlichkeit mit Kontaktprodukten entsteht.

Die Heimat der Kata-Biotitorthoklasgneiße liegt in den tiefsten Partien des Grundgebirges, wie sie besonders in Kanada, Skandinavien, Finnland und zum Teil in einzelnen deutschen Mittelgebirgen erschlossen sind. So gehören hierher die von Sederholm[1] beschriebenen, katarchäischen Gneiße Finnlands, die Schappbach- und zum Teil auch die Rench-Gneiße des Schwarzwaldes, die ältesten „Zentral"-Gneiße des Waldviertels, Gneiße des bayrischen Waldes, Fichtelgebirges usw.

b) DIE FAMILIE DER **BIOTITARMEN KATA-ORTHOKLASGNEISSE.**

Sie umfaßt die kleine Gruppe der massigen oder wenig geschieferten „Granulite" und unterscheidet sich von den Gesteinen der vorigen Familie, mit welchen zahlreiche Übergänge vorliegen, durch Zurücktreten oder auch gänzliches Fehlen der Biotite. Einzelne der hierher gehörigen Gesteine enthalten auch etwas Hornblende oder Augit. Als Hauptgemengteile können hier nur Feldspäte (Orthoklas neben wenig sauren Plagioklasen) und Quarz gelten; Granat ist meist in Form von rundlichen Körnern ein

1) Über eine arch. Sedimentformation im südwestlichen Finnland. Bul. 6 der geol. Kommission von Finnland. Helsingfors 1899.

häufiger Übergemengteil, der zuweilen selbst größere Feldspäte umschließt. Außer Sillimanit erscheint als auffallenderer Übergemengteil etwa noch Hercynit. Wie schon der bisherige Name andeutet, zeigen die biotitarmen Kata-Orthoklasgneiße eine ausgesprochene Körnelung und im Dünnschliffe öfters Spuren von Kataklase. Jedoch ist ihre Struktur wegen der gewöhnlich großen Feinheit des Kornes schwierig zu deuten. Sie erinnert oft an Mörtelstruktur; aber die Körner sind vielfach nicht eckig, sondern rundlich, auch buchtig ineinander verzahnt, so daß das Gesteinsgewebe eher granoblastisch zu nennen ist. Das Auftreten von gut ausgebildeten Granaten (und Augiten), sowie von regelmäßig geformten Biotitblättchen dürfte dafür sprechen, daß intensive Umkristallisationen und Neubildungen stattgefunden haben.

Die Gesteine dieser Familie müssen ihrem Chemismus nach fast durchweg von Apliten der Granite und Syenite hergeleitet werden; doch scheinen auch Derivate von Sedimenten nicht ausgeschlossen zu sein und mögen dann wohl umgewandelten Psammiten entsprechen. — Geologisch sind sie vielfach mit den Katabiotitgneißen verknüpft, indem sie mit ihnen wechsellagern oder in sie eingeschaltete Linsen oder ihre randliche Fazies darstellen. Auch selbständige Stücke werden von „Granuliten" gebildet, und dann nehmen die massigen Varietäten der biotitarmen Orthoklasgneiße das Zentrum derselben ein, während die Ränder von schieferigen Formen gebildet werden (Credner, Becke). Der klassische Boden für diese Gesteine ist das sächsische Granulitgebirge; daneben sind sie auch aus dem niederösterreichischen Waldviertel, aus Mähren, dem ostbayrischen Mittelgebirge, sowie aus Finnland bekannt geworden.

2. ORDNUNG DER **MESO-ALKALIFELDSPATGNEISSE** („MESO-ORTHOKLASGNEISSE") UND **TONERDEARMEN GLIMMERSCHIEFER.**

(Mittlere Zone.)

Mineralbestand: Hauptgemengteile: Quarz — Orthoklas, Anorthoklas, Mikroklin, Mikroperthit, saurer Plagioklas (Albit bis Andesin), neben Zoisit und Epidot — Muscovit, Biotit (Hornblende).

Nebengemengteile: Apatit, Magnetit, Zirkon.

Übergemengteile: Granat, Disthen, Staurolith — Graphitoid, Turmalin, Korund, Titanit, Rutil, Pyrit.

Textur: Kristallisationsschieferig (in gewöhnlicher und schuppiger Form), lenticular, linear.

Struktur: Homöoblastisch (grano- oder lepidoblastisch), porphyroblastisch, seltener poikiloblastisch.

Da die Gesteine der mittleren Zone einer Gruppe immer denselben Chemismus besitzen wie diejenigen der tiefsten Zone, so dürfen auch hier wiederum Granite, Syenite und stofflich äquivalente Sedimente als Ausgangsmaterialien angenommen werden.[1] Diese unterlagen entweder direkt in dieser Zone ihrer Umwandlung, oder sie haben zunächst als Kata- resp. Epigesteine vorgelegen und erfuhren, durch orogenetische Vorgänge nachträglich höher gehoben oder tiefer gesenkt, von neuem eine Metamorphose. — Als charakteristische Verschiedenheit gegenüber den Gesteinsformen der tiefsten Zone fällt an den Mesogesteinen zunächst schon makroskopisch ihre deutlich ausgesprochene Schieferung (Kristallisationsschieferung) auf, die wesentlich durch zusammenhängende, streng parallele Lagen oder Flasern von Glimmer hervorgerufen wird, zum Teil auch durch linsen- oder streifenförmige Anordnung von Quarz- und Feldspataggregaten, oder durch flachlinsige, ja selbst bandartige Formen von Individuen dieser beiden Komponenten. Auch eine reihenweise Anordnung einzelner Übergemengteile kann gelegentlich sich geltend machen. Diese typische Schiefertextur mag dem in der mittleren Zone ausschlaggebenden Streß zuzuschreiben sein. Als mineralogische Abweichung von den Katagesteinen der Gruppe fällt makroskopisch besonders das Eintreten des Muscovites in die Augen, der entweder für sich allein erscheint oder in enger Verknüpfung mit Biotit.

Mikroskopisch machen sich die Verschiedenheiten im Mineralbestand stärker bemerkbar. Der Kalifeldspat ist besonders in Eruptivderivaten der Mesogruppe recht häufig Mikroklin (Tafel III Fig. 3), welcher noch deutliche Spuren von Kataklase aufweist, so daß die charakteristische Gitterung ohne Zweifel als Streßwirkung gedeutet werden darf. Zertrümmerte, größere Orthoklase regenerieren sich zu einem Gewebe buchtig ineinandergreifender, meist einfacher Körner; doch kommen auch Karlsbaderzwillinge vor. — Die Anorthoklase, oft in großen, augenartigen Individuen vorhanden, gehen gewöhnlich

1) Auch der größte Teil der „Injektionsgneiße", bei welchen ein aplitisches Magma sedimentogene Schiefer durchdrang, gehören hierher, z. B. Gurschengneiß und Soresciagneiß (Tafel IV Fig. 3) des St. Gotthard. Manche von ihnen mögen auch den Kata-Orthoklasgneißen oder bei Überwiegen des schieferigen Anteils Gneißen der II. Gruppe zuzuzählen sein.

unter Entmischung in Mikroperthite (Tafel III Fig. 4) über. Damit verbindet sich vielfach parasitäre Neubildung ven Muscovit. — Saure Plagioklase bilden gern myrmekitische Verwachsungen mit Quarz, worauf Sederholm zuerst aufmerksam gemacht hat. — In sedimentogenen Meso-Alkalifeldspatgneißen ist der Kalifeldspat öfter Orthoklas, als Mikroklin, und tritt dann in Form etwas länglicher oder auch isometrischer Körner wiederum in gleichmäßiger Mischung mit ebenso geformten Quarzkörnern auf. Aber auch lagenweise Anordnung dieser beiden Komponenten kommt sowohl bei sedimentären als eruptiven Abkömmlingen dieser Ordnung vor, und meist umschmiegen dann bei letzterem neugebildete Muscovite die bald mehr, bald weniger ausgeheilten Quarzfeldspataggregate. Ihnen kann sich etwas Biotit beigesellen. Die Formen der Plagioklase gleichen denen des Orthoklases, und an der ganz beliebig gerichteten albitischen Zwillingsstreifung gibt sich ihre unorientierte Lage zu erkennen. Unschärfe und öfteres Aussetzen der Zwillingslamellen lassen Streßwirkung vermuten. Vielfach sind die Plagioklase von Epidotkörnern begleitet, manchmal auch von ihnen, sowie von büschelig angeordneten Zoisitsäulchen, parasitär erfüllt, eine Folge der bekannten Spaltung des Kalknatronfeldspatmolekül in Albit und Zoisit. — Der Quarz ähnelt in seinen Formen vielfach den Feldspäten; doch sind bei ihm die kataklastischen Spuren meist deutlicher vorhanden. Undulöse Auslöschung ist bei den Quarzen der Massengesteinsderivate recht häufig; ja selbst seine Ausbildung als „Sandquarz" wird noch in den Übergangsvarietäten zu den Epigneißen gefunden. — Die Formen beider Glimmer sind buchtig, oft fetzenförmig; der Biotit, nach Farbe und Pleochroismus derselbe wie in den Kata-Orthoklasgesteinen, kann zuweilen auch Knickungen oder Aufblätterungen zeigen. Indessen sind die Glimmer diejenigen Komponenten, welche am wenigsten Spuren von Kataklase tragen, vielmehr am deutlichsten rekristallisiert sind und die Kristallisationsschieferung am besten zum Ausdruck bringen. — Die Hornblende weicht nach Form und Verhalten wenig ab von derjenigen der Katagneiße. Gelegentlich ist ihre Lage strenger parallel als dort und damit ihr Anteil an der Schieferung deutlicher; aber ebenso häufig tritt sie auch hier in gänzlich unorientierter Weise und in skelettartigen Körnern auf. Zerbrochene Individuen trifft man selten. — Der zuweilen parallel der Schieferung reihenweise angeordnete Granat unterscheidet sich gewöhnlich kaum von dem der Katagesteine; doch kann er in stark geschieferten Gesteinen seine rundliche Gestalt gegen längliche oder linsenförmige Ausbildung vertauschen, ohne daß Zertrümmerung an ihm wahrgenommen werden könnte. — An die Stelle des Sillimanites ist unter den Übergemengteilen Disthen getreten, der auch von Staurolith begleitet sein kann. Beide Komponenten sind in der prismatischen Zone durch (110) und (010) oft gut idioblastisch entwickelt, während Endflächen ihnen stets zu fehlen pflegen; doch treten sie ebenso häufig auch in knolligen Körnern auf und sind zuweilen ganz von Einschlüssen an farblosen Komponenten erfüllt. Ihre Menge ist des kleinen Tonerdeüberschusses halber gewöhnlich gering und ihre Größe nur mikroskopisch; sie liegen meist parallel zur Schieferungsebene, selten schief oder senkrecht zu derselben.

Die Textur der Meso-Alkalifeldspatgneiße und tonerdearmen Glimmerschiefer ist stets eine Paralleltextur mit einem außer-

ordentlichen Wechsel in der Ausbildungsweise. Bald erscheinen grobe lenticulare Formen, in denen die Glimmer große Quarzfeldspataugen umschmiegen (Augengneiße), bald werden diese Linsen mehr und mehr flach und gekörnelt, die Glimmerlagen ebener, oder es tritt eine deutliche lagenweise Scheidung zwischen einheitlichen, großen Glimmerflächen und den zwischenliegenden Quarzfeldspatbändern auf (Lagen- oder Bändergneiße); durch parallel gerichtete, stengelige Züge von Quarzfeldspat einerseits und Glimmer andererseits können Stengelgneiße („Holzgneiße") entstehen. Auch ein schuppig-schieferiges Gefüge wird häufig angetroffen, in welchem die Glimmerblättchen weniger streng parallel geordnet erscheinen, auch nicht eine zusammenhängende Fläche bilden, sondern mehr fischschuppen- oder dachziegelähnlich neben- und übereinander gestellt sind, wobei rundliche oder längliche Körner von Quarz und Feldspat sich dazwischen drängen (Schuppengneiße). Indessen wird die Paralleltextur hierher gehörender Gesteine durchaus nicht immer nur durch die hervorragend dazu disponierten lamellaren Glimmer hervorgebracht; auch Quarz und Feldspat haben ihren Anteil daran, sowohl durch ihre Anordnung und Ausbildung in mehr oder weniger flachen Linsen oder parallelen Lagen, als auch gelegentlich durch flache oder gestreckte Entwicklung ihrer Einzelindividuen oder Aggregate, was besonders im mikroskopischen Bilde oft sehr deutlich wahrgenommen werden kann.

Die Struktur der hierher gehörigen Gesteine hat beim Vorherrschen eines gleichmäßigen Gefüges annähernd isometrischer Quarzfeldspatkörner mehr granoblastischen, beim Vorhandensein mehr plattiger farbloser Komponenten und Glimmerreichtum vorwiegend lepidoblastischen Charakter; in den meisten Fällen entspricht sie einer wechselnden Mischung beider Strukturen. — Die mikroskopischen Strukturbilder stellen sich auf dem Haupt-, Quer- und Längsbruch sehr verschieden dar: Der erste bietet sehr häufig ein granoblastisches Gefüge, während die letzteren, indem sie die linsenförmigen oder plattigen Aggregate senkrecht durchschneiden, meist jener Mischung entsprechen und recht oft gänzlich lepidoblastisch werden. Fleckenweise können diese kristalloblastischen Strukturen auch mit kataklastischem Gefüge wechseln, das aber wohl nie ausschließlich vorhanden ist und sich vorherrschend aus unausgeheilt gebliebenen Trümmerbezirken von Quarz und Feldspat rekrutiert. Die kristalloblastische Reihe dürfte sein:

Titanit, Rutil, Granat, Turmalin — Hornblende, Apatit, Disthen, Staurolith — Glimmer, Erze — Feldspat — Quarz.

Für die Unterscheidung zwischen eruptiven Mesogneißen und sedimentogenen Formen derselben gelten in chemischer Beziehung selbstverständlich dieselben Anhaltspunkte wie in der tiefsten Zone. Mineralogisch äußern sich die dort erwähnten Differenzen z. B. wiederum darin, daß der Granat, dann besonders auch Disthen und Staurolith, in Derivaten der Sedimente reichlicher getroffen werden, während andererseits Mikroklin, und noch mehr die Perthite und Myrmekite, eher in Abkömmlingen der granitischen und syenitischen Massengesteine gefunden werden. — Ausgezeichnet lenticulare Varietäten („Augengneiße") sind meist eruptiver Herkunft; sedimentogene Gneiße, besonders Psammitgneiße, erscheinen gern in feinkörniger, schuppig-schieferiger Ausbildung (Tafel III Fig. 5); Lagengneiße, sowie die gewöhnlich schieferigen Gneiße mit zusammenhängenden Glimmerhäuten, können vielleicht in gleicher Häufigkeit aus beiden Lagern stammen. Die Strukturen ähneln sich bei ganz umkristallisierten Formen beider Arten vielfach sehr. Bei schwächerem Grade der Umwandlung kann in Eruptivgneißen die Korngröße oft noch recht verschieden sein, während die sedimentogenen Derivate vielfach ein mehr gleichmäßiges Korn und auffallend regelmäßige Verteilung der Komponenten erkennen lassen. Letztere sind in der Regel auch äußerst arm an kataklastischen Spuren, indessen Eruptivgneiße eine solche gewöhnlich mehr oder weniger deutlich zur Schau tragen. Allgemein gültige Rezepte können hier nicht gegeben werden, und wird man gut tun, neben der geologischen Lagerung alle Verhältnisse in abwägende Berücksichtigung zu ziehen.

Die hier in Betracht kommenden Gesteine der mittleren Zone lassen sich petrographisch gliedern in:

a) Die Familie der Meso-Alkalifeldspatgneiße.

b) Die Familie der tonerdearmen Glimmerschiefer.

Erstere können dann weiter geschieden werden in:

α) Meso-Glimmeralkalifeldspatgneiße, speziell noch als Muscovit-, Zweiglimmer- und Meso-Biotitalkalifeldspatgneiße zu bezeichnen.

β) Glimmerarme Meso-Alkalifeldspatgneiße, mit den vorigen durch Übergänge verbunden.

a) DIE FAMILIE DER **MESO-ALKALIFELDSPATGNEISSE.**

α) **Meso-Glimmeralkalifeldspatgneiße.** Die Muscovitgneiße sind meist gut schieferig; zwischen den zusammenhängenden Lagen der großen, oft etwas wellig gebogenen Muscovitblättern, die wenigstens zum Teil unter Streß aus Orthoklas hervorgegangen sein dürften, liegen noch restierende Kalifeldspatkörner neben etwas Plagioklas und Quarz, häufig mit kataklastischen Spuren. Außer diesen ebenschieferigen Formen kommen auch schuppig-schieferige und lenticulare Muscovitgneiße vor, von welchen die ersteren mehr granoblastisch entwickelt und frei von Kataklase sind. Die Muscovitgneiße sind gewöhnlich arm an Nebengemengteilen; an Akzessorien können sie spärlichen Granat, Disthen, auch Korund und Turmalin führen. Ihrem Chemismus und ihrer Lagerungsweise nach dürften sie vielfach von Apliten abgeleitet werden. Als Beispiele sind zu nennen: roter Freibergergneiß, Adulagneiße (Tafel III Fig. 6) und viele andere kleinere, alpine Vorkommnisse. — Die Zweiglimmergneiße, die gewöhnlichsten Gesteine dieser Ordnung, sind weit verbreitet und sowohl nach Textur als Struktur in allen den Variationen zu finden, welche vorn beschrieben worden sind. Die etwas kataklastischen, Mikroklin und Mikroperthit führenden Gneiße mit reichlichem Myrmekit gehören in der Regel hierher. Auch die Zweiglimmergneiße leiten sich am häufigsten von granitischen und syenitischen Massengesteinen ab; sedimentogene Formen sind seltener, und dann meist glimmerreich, oder durch tonerdereiche Übergemengteile ausgezeichnet. Die Zweiglimmergneiße sind in den alpinen Zentralmassiven allgemein verbreitet (Antigoriogneiße, viele Tessiner- und ostalpine Gneiße). Zu ihnen gehören auch die meisten Gneiße der bottnischen und ladogischen Formationen von Finnland und viele Gneiße der deutschen Mittelgebirge. Muscovitgneiße bilden oft ihre randliche Fazies oder kleinere, linsen- und gangförmige Einlagerungen. — Reine Meso-Biotitalkalifeldspatgneiße sind weniger häufig als die vorigen und oft sedimentogener Herkunft. Sie sind dann schuppig-schieferig, gut granoblastisch und führen gern Granat oder Staurolith. Bei eruptiver Abstammung gleichen sie den Zweiglimmergneißen sonst in jeder Beziehung, auch in ihrem geologischen Auftreten und sind mit ihnen durch Übergänge verbunden. Sedimentogene Typen dagegen bilden zuweilen größere oder kleinere Einlagerungen in den Schieferhüllen.

β) Die **glimmerarmen Meso-Alkalifeldspatgneiße** (geschieferte Granulite) entsprechen den glimmerarmen Katagesteinen der Gruppe. Ihr Mineralbestand ist wesentlich Mikroklin, Perthit, Orthoklas und Quarz; Plagioklase treten zurück. Dazu tritt oft ziemlich reichlicher Granat, gern in länglichen Formen und reihenweise angeordnet, ganz untergeordnet Biotit oder Hornblende, öfter auch Disthen. — Die Korngröße dieser Gesteine kann sehr gleichmäßig sein, und alsdann ist gewöhnlich nur ein sehr feines Gewebe plattiger, meist ausgebuchteter Quarzfeldspatkörner vorhanden. Sehr oft wechselt die Korngröße stark; große formlose Quarzkörner können von einem feinen Quarzfeldspat-Grundgewebe umgeben sein. Im Quer- und Längsschnitt erscheinen diese plattigen, gewöhnlich mehrfach gebrochenen Quarzkörner stengel- oder sogar bandförmig (Tafel IV Fig. 1). Mittels minimaler Verschiebungen längs ihrer Brüche schmiegen sie sich dann um Granate oder um Biotitaggregate, welch letztere mit Orthoklaskörnern vermischt sind und wegen ihrer rundlichen Formen Pseudomorphosen nach Granat darstellen dürften. Ein gewisser Grad von Biegung scheint an jenen Bandquarzen ohne wahrnehmbaren Bruch stattzufinden. In solchen Gesteinen liegt der seltene Fall vor, daß eine sehr ausgeprägte Schieferung durch Quarz zum Ausdruck gelangt; dabei können auch die Gas- und Flüssigkeitsporen innerhalb des Quarzes reihenförmig und parallel der Schieferungsebene angeordnet sein. — Die Übergemengteile, wie Granat, Disthen und auch etwa Biotit, treten manchmal als Porphyroblasten auf; oft heben sie sich keineswegs durch ihre Größe hervor, tragen aber durch reihenweise Anordnung zur Paralleltextur bei. — Gleichmäßig körnige, ungleich körnige und porphyroblastische „Granulitschiefer" sind untereinander vielfach durch Übergänge verbunden. Auch gegenüber den biotitarmen Katagneißen („Granuliten"), mit denen sie geologisch verbunden sind, läßt sich kaum eine Grenze angeben. An Lokalitäten sind für beide daher dieselben zu nennen.

b) DIE FAMILIE DER **TONERDEARMEN GLIMMERSCHIEFER.**

Sie bilden nur einen recht geringen Bruchteil der großen Masse der Glimmerschiefer. Als Hauptgemengteile erscheinen hier bloß Quarz und beide Glimmer, so daß zwischen Muscovitschiefern und Biotitmuscovitschiefern („Zweiglimmerschiefer") unterschieden werden kann; Biotitschiefer fehlen. Durch

akzessorischen Feldspat, der hier im Gegensatz zu den tonerdereichen Glimmerschiefern der nächsten Gruppe immer relativ reichlich vorhanden ist, ergeben sich die Übergänge nach den Gneißen der Ordnung. Andere tonerdeführende Übergemengteile scheinen fast ganz zu fehlen. Gewöhnlich sind diese Gesteine stark geschiefert, und zwar meist ebenschieferig; doch kommen auch schuppig-schieferige Formen vor, wobei die Schieferung stets an Glimmer gebunden ist. Quarz bildet dazwischen isometrische oder etwas längliche Körner, ebenso wie der Feldspat (Tafel IV Fig. 2). Kataklase ist selten; am ehesten wird sie noch dort am Quarz getroffen, wo ursprüngliche Aplite vorliegen, deren Orthoklas ganz in Muscovit übergegangen ist. In der Regel aber sind die hierher zählenden Glimmerschiefer sedimentären Ursprungs, wie aus denselben chemischen und strukturellen Eigentümlichkeiten hervorgeht, welche auch für die hierher gehörigen Gneiße gelten. — Sie bilden namentlich als Zweiglimmerschiefer größere oder kleinere Einlagerungen innerhalb der Mesogneiße, besonders in den mittleren Horizonten des Grundgebirges in deutschen Mittelgebirgen, in Finnland, Skandinavien und Nordamerika, oder sie beteiligen sich an den Schiefermänteln, welche die alpinen Zentralmassive umhüllen.

3. ORDNUNG DER **SERICITALBITGNEISSE** UND **TONERDEARMEN SERICITPHYLLITE.**

(Oberste Zone.)

Mineralbestand: Hauptgemengteile: Quarz — Albit (die übrigen Feldspäte nur als Relikte) — Sericit, Chlorit (Epidot, Zoisit), untergeordnet Hornblende.

Nebengemengteile: Apatit, Magnetit, Zirkon, Titanit, Hämatit, Limonit.

Übergemengteile: Granat, Disthen, Staurolith — Turmalin, Rutil, Carbonat, Kohle.

Textur: Dünn kristallisationsschieferig, helicitisch — mechanisch lenticular bis schieferig.

Struktur: Fein homöoblastisch, auch porphyroblastisch; klastoporphyrisch und andere Arten klastischer Strukturen, endlich die verschiedensten Reliktstrukturen (als Blastostrukturen).

Die hierher gehörigen, meist gut geschieferten oder ausgezeichnet blätterigen Gesteine charakterisieren sich durch eine helle, graue oder grünlichweiße Farbe bei vorherrschend feinem Korn. Sie lassen makroskopisch gewöhnlich nur Quarz und Sericit unterscheiden, denen noch Chloritschuppen beigemengt sein können. Die blätterigen Mineralien überziehen in der Regel die Schieferungsfläche in so dichtem Gewebe, daß einzelne Schuppen nicht mehr gesondert erkannt werden können. Dies ist besonders der Fall bei den gleichmäßig körnigen, umkristallisierten Sedimentderivaten. — Die Schieferigkeit ist fast rein mechanisch bei jenen Gesteinsformen, die durch Kataklase direkt sich von granitischen oder syenitischen Massengesteinen ableiten oder dann von den Gneißen der beiden tieferen Zonen. Dabei wird die Korngröße sehr verschieden, und der Mineralbestand bleibt der Hauptsache nach reliktisch, was meist schon makroskopisch erkannt werden kann.

Unter dem Mikroskop erscheint der Albit in kleinen, länglichen oder auch ausgeschwänzten, wasserklaren Körnern, gewöhnlich ohne Zwillingsstreifung und Spaltrißbildung, gleichmäßig gemischt mit ähnlich geformtem Quarz, so daß die Unterscheidung zwischen beiden sehr oft durch das konvergente Licht gesucht werden muß. — Die Reliktfeldspäte der mechanisch erzeugten Gneiße entsprechen denen ihrer Ausgangsgesteine und sind in eckigen oder lenticularen Formen oft von einem Mörtelkranz umgeben oder ganz zu Trümmerstreifen zerdrückt. — Ähnlich der Quarz, welcher selten in größeren Körnern übrig bleibt; wo das der Fall ist, können erhalten gebliebene Einsprenglinge ehemaliger Quarzporphyre oder Quarzbrocken einstiger Psephite vorliegen. — Der farblose oder leicht grüne Sericit erscheint als Hauptträger der Schieferigkeit des Gesteins, besonders in den gänzlich umkristallisierten, kristalloblastischen Gesteinsvarietäten, unterstützt sie aber auch in den kataklastisch geschieferten Gesteinen, wo sie daneben durch flachlinsige Quarzfeldspatlagen hervorgerufen wird. Die Sericitschüppchen können außer in ebenen Lagen auch in gebogenen oder intensiv gefältelten Zügen angeordnet sein. Sie vertreten in chemischem Sinne den Muscovit oder den Orthoklas der beiden tieferen Zonen, aus denen sie oft auch hervorgegangen sein dürften. In sedimentogenen Gesteinen mögen sie vielfach der Umkristallisation einer tonigen Substanz ihre Entstehung verdanken. — Der lichtgrüne Chlorit vertritt in ähnlicher Weise den Biotit der tieferen oder mittleren Zone und dürfte oft aus ihm entstanden sein. Daneben wird der Biotit allerdings nicht selten unter Abscheidung von Limonit zu „Muscovit“ ausgebleicht, der seinerseits dann durch Zertrümmerung wieder kleinblätterig („sericitisch“) werden kann. Auch ein direkter Aufbau des Chlorites aus eisenschüssigem Ton darf angenommen werden; nach Rosenbusch ist der geringe Kalkgehalt mancher sedimentogener, hierher gehöriger Phyllite an den Chlorit gebunden. Seine kleinen Blättchen und Schuppen sind oft deutlich gebuchtet und tragen, wie Sericit, zur guten Blätterigkeit des Gesteins wesentlich bei.

In Massengesteinsderivaten oder tuffogenen Schiefern und Gneißen wird er von spärlichem Epidot und Calcit oder Ankerit begleitet (Bagnetal). An die eisenhaltigen Gemengteile knüpft sich etwa das Auftreten von Hämatit und Limonit; an Übergemengteilen kommen hemimorphe und isomorph geschichtete Turmalinkriställchen, sowie Rutilsäulchen recht häufig vor und mögen als widerstandsfähige klastische Relikte gedeutet werden. — Granat, Disthen und Staurolith sind hier nur mikroskopisch klein und erscheinen selten in derselben Formengebung, wie in der mittleren Zone.

Die hierher zählenden Gesteine werden je nach Anwesenheit oder Abwesenheit von Feldspat petrographisch gegliedert in:

a) Die Familie der Sericitalbitgneiße (mit oder ohne Chlorit).

b) Die Familie der tonerdearmen Sericitphyllite (mit oder ohne Chlorit).

Dazu fügen sich als kataklastischer Anhang die Epi-Alkalifeldspatgneiße.

a) DIE FAMILIE DER SERICITALBITGNEISSE.

Sie sind in der Regel sedimentogen (umgewandelte Psammite) und bilden ein feinkörniges Gewebe von gleichmäßig verteiltem Albit und Sericit (Tafel IV Fig. 4), wie z. B. der Sericitalbitgneiß südlich Hospental an der Gotthardstraße. Andere Formen zeigen ein feines Quarzalbitgrundgewebe, das von gebogenen und gefältelten Sericitzügen durchschwärmt ist und dabei größere eckige Quarzbrocken einschließt, was dafür spricht, daß hier eine ursprüngliche Breccie zugrunde liegt, z. B. einzelne der in den „Sericitphylliten“ unterhalb Ardez im Unterengadin enthaltenen Vorkommnisse. Sericitalbitgneiße erscheinen innerhalb der Phyllitformation im Grundgebirge von Deutschland (Erzgebirge, Fichtelgebirge, Taunus) und Finnland, sowie in äußeren Teilen der Schieferhüllen alpiner Zentralmassive als schmälere Zonen oder kleinere Einlagerungen (Gotthard-Massiv, Mont-Blanc-Massiv, Wallis).

b) DIE FAMILIE DER TONERDEARMEN SERICITPHYLLITE.

Mit den vorigen durch Übergänge verbunden und auch geologisch enge mit ihnen verknüpft, enthalten sie Albit höchstens noch als Übergemengteil; andere Feldspäte, wie ihre trümmerhaft eckigen oder gerollten Formen dartun, erscheinen als Relikte; meist bestehen die Sericitphyllite aus einem feinen Gewebe von

rundlichen oder länglichen Quarzkörnern, die von geradlinigen oder welligen Sericitstreifen durchzogen sind, mit oder ohne Beimengung von Chlorit. Sehr oft erinnert das Gesteinsbild an die mikroaplitischen Grundmassen mancher Quarzporphyre, nur daß zu denselben durch sericitische Züge Schieferung hinzugekommen ist. Auch eingesprengte, größere Quarzkristalle fehlen darin zuweilen nicht, z. B. in einzelnen Sericitphylliten des Unterengadins. Manchmal dagegen tritt die mehr klastische Formengebung von Tonschiefern auf, und Quarzbrocken kommen im Grundgewebe bald in abgerundeten, bald in eckigen Individuen vor, je nachdem Konglomerate oder Breccien dem Phyllite zugrunde liegen. Oxydische Eisenerze, und recht oft auch Pyrite, vervollständigen das Gesteinsbild, dem außer etwas Calcit andere Akzessorien gewöhnlich fehlen.

Wie aus diesen Angaben hervorgeht, ist ein Teil der Sericitphyllite eruptiven, ein anderer sedimentären Ursprungs. Auch tuffogene Derivate sind unter ihnen nicht selten zu finden; bei diesen macht sich besonders gerne ein rascher Wechsel geltend, sowohl im Strukturbild des quarzsericitischen Grundgewebes als auch im Mineralbestand der darin eingebetteten, größeren und eckigen Körner. In allen diesen Fällen bestand die Umwandlung vorwiegend in einer mit dem Schieferigwerden sich verbindenden Sericitisierung von zerdrückten Feldspäten, quarzporphyrischen Grundmassen (Tafel IV Fig. 5) oder pelitischen Materials, verbunden mit einem Größerwerden der zertrümmerten oder klastischen Quarzkörner. Wie schon der Name andeutet, sind alle Sericitphyllite gut geschiefert, oft sogar von lockerer Blätterigkeit. Zur Beurteilung des Ursprungs läßt sich neben Chemismus und geologischer Lagerung manchmal sehr treffend auch ihr Strukturbild benutzen, welches oft noch reliktische Charaktere zeigt.

Epi-Alkalifeldspatgneiße („Epi-Orthoklasgneiße").

In der obersten Zone, mit ihrer großen Ausweichungsmöglichkeit, verfallen die wasserarmen granitischen und syenitischen Massengesteine vielfach einer sehr ausgeprägten Kataklase, mit welcher sich in der Regel, aber mehr untergeordnet, Neubildungen von Sericit aus Orthoklas und Muscovit, von Chlorit nebst Limonit aus Biotit und von Epidot aus Plagioklas und Biotit verbinden. Die Gneißifizierung dieser Gesteine wird vielmehr vor-

wiegend dadurch bewirkt, daß die spröderen Quarze und Feldspäte in parallele Lagen oder Linsen von körnigen Aggregaten zerdrückt werden, wobei gelegentlich auch ein größeres Korn von ihnen übrig bleibt, das sich mit einem Trümmermantel umgibt („Augengneiße") (Tafel IV Fig. 6). Die weichen Glimmer der Ausgangsgesteine werden dabei gerne zerrieben und liegen dann innerhalb der Trümmeraggregate; der Biotit bleicht meist aus; zuweilen wird er chloritisiert oder epidotisiert. Durch intensivere Sericitbildung gehen diese Gesteine in die Sericitphyllite über. — Auch mit den Muscovit- und Zweiglimmergneißen der mittleren Tiefenstufe sind sie durch alle Übergänge verknüpft, je nachdem die Kataklase mehr oder weniger durch Neubildungen verwischt wird. Es zählen hierher die meisten „Protogine" der Alpen, z. B. ein Teil der Gotthardgneiße, manche alpine „Augengneiße" (Sesvennagneiß), die Rofnagneiße, und viele Gneiße aus den randlichen Partien von Zentralmassiven. Auch in deutschen Mittelgebirgen (Taunus, Kyffhäuser, Fichtelgebirge) und in den oberen Formationen des finnländischen Grundgebirges scheinen sie nicht ganz zu fehlen.

* * *

Als Beispiele für die chemische Zusammensetzung der Gesteine der I. Gruppe mögen folgende zwölf Analysen dienen (vergl. S. 42/43):

Tiefste Zone: 1. Ordnung.

1. Kata-Biotitorthoklasgneiß („grauer Granitgneiß", katarchäisch), Dorf Kaaja, Finnland.
2. Glimmerarmer Kata-Orthoklasgneiß („Schapbachgneiß"), Wildschapbach, Schwarzwald; R. E. S. 485, 7.
3. Kata-Biotitorthoklasgneiß, sillimanitführend, Senftenberg im Kremstal, Niederösterreichisches Waldviertel.
4. Pyroxenorthoklasgneiß, Wahlberg, Schweden. (Übergang zwischen I. und III. Gruppe.)

Mittlere Zone: 2. Ordnung.

5. Meso-Biotitorthoklasgneiß, vom Tumpenersteig im Oetztal, Tyrol.
6. Zweiglimmerorthoklasgneiß („Antigoriogneiß"), Simplontunnel, 6440 m vom S.O.-Portal.
7. Meso-Biotitorthoklasgneiß, sedimentogen, Sulztal bei Längenfeld im Oetztal, Tyrol.
8. Glimmerarmer Orthoklasgneiß, schieferig („Granulit"), Hartmannsdorf, Sachsen; R. E. S. 506, 4.

Oberste Zone: 3. Ordnung.

9. Tonerdearmer Sericitalbitgneiß, Sonnenberger Steinbruch, Taunus; R. E. S. 483, 14.
10. Tonerdearmer Sericitalbitgneiß, sedimentogen („Sericitschiefer"), südlich Hospental, Gotthardstraße.
11. Tonerdearmer Sericitphyllit, unterhalb Ardez im Unterengadin.
12. Epi-Muscovitorthoklasgneiß („Rofnagneiß"), Mulin bei Andeer, Graubündten.

○ Gruppenmittel.

Hiervon betreffen Nr. 7 und 10 sicher Derivate von Sedimenten, möglicherweise auch Nr. 3 und 9; die übrigen alle sind wohl eruptiven Ursprungs.

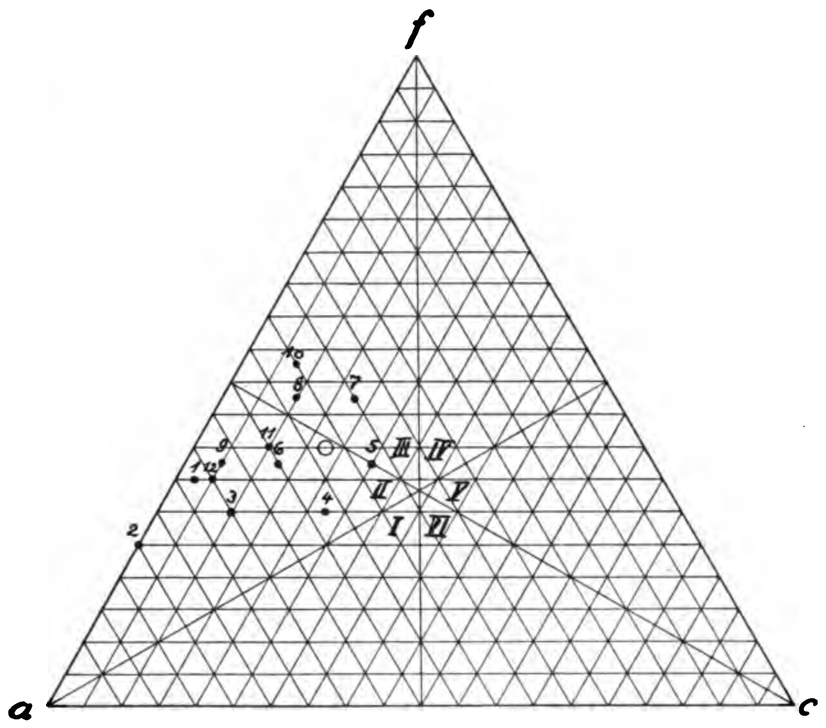


Fig. 1 Projektion nach Osann.

Sowohl aus den Analysen und den daraus berechneten Werten, als auch aus ihrer Projektion (Fig. 1) im Osannschen Dreieck geht hervor, daß der Chemismus in allen drei Ordnungen derselbe, also im ganzen unabhängig ist von den variierenden Bedingungen

Nummer	1	2.	3	4	5	6
Analysen						
SiO_2	68,74	75,80	71,54	60,52	70,07	71,58
TiO_2	0,30	—	0,31	1,13	0,49	0,13
Al_2O_3 . . .	15,32	11,59	14,02	19,37	14,46	13,84
Fe_2O_3 . . .	1,25	1,88	2,16	1,67	2,21	1,54
FeO	1,32	Sp	0,53	2,10	1,63	0,64
CaO	1,52	0,59	1,00	3,83	2,90	1,52
MgO	1,15	0,22	0,66	0,97	1,17	0,51
K_2O	3,14	5,68	5,93	4,62	3,98	5,41
Na_2O	6,73	3,67	2,81	4,78	3,07	3,17
H_2O unter 110°	0,12	0,21	0,18	0,23	0,13	0,03
H_2O über 110°	0,68		1,01	0,45	0,48	1,65
Summe	100,27	99,64	100,15	99,67	100,59	100,02
Spez. Gew.	2,65	—	2,62	2,75	2,72	2,69
Molekularprozente						
SiO_2	75,0	82,0	79,1	68,9	75,6	77,2
Al_2O_3 . . .	9,8	7,4	9,1	12,8	9,2	8,7
FeO	2,3	1,5	2,3	3,4	3,2	4,4
CaO	1,7	0,7	1,2	4,6	4,0	1,8
MgO	1,9	0,4	1,1	1,7	1,9	0,8
K_2O	2,2	4,0	4,2	3,3	2,9	3,8
Na_2O	7,1	4,0	3,0	5,3	3,2	3,3
Summe	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Gruppenwerte						
S	75,0	82,0	79,1	68,9	75,6	77,2
A	9,3	7,4	7,2	8,6	6,1	7,1
C	0,5	0,0	1,2	4,2	4,0	1,6
F	5,4	2,5	3,4	5,5	6,0	5,2
M	1,2	0,7	0,0	0,4	0,9	0,2
T	0,0	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0
K	1,2	1,8	1,7	1,0	1,5	1,5
Projektionswerte nach Osann						
a	12,5	15,0	12,0	9,5	7,5	10,0
c	0,5	0,0	2,0	4,5	5,0	2,5
f	7,0	5,0	6,0	6,0	7,5	7,5

Nummer	7	8	9	10	11	12
Analysen						
SiO_2	62,50	73,47	70,99	71,77	74,01	70,48
TiO_2	1,15	—	0,14	1,00	0,15	0,30
Al_2O_3	15,79	11,07	13,77	11,88	11,54	14,48
Fe_2O_3	4,48	—	0,38	1,45	0,97	1,99
FeO	1,30	5,33	3,91	3,52	1,56	0,64
CaO	2,87	1,81	0,42	0,85	0,96	0,62
MgO	3,11	0,73	0,37	1,44	1,59	1,04
K_2O	3,08	3,76	4,81	4,41	5,56	5,98
Na_2O	4,13	2,89	3,13	0,93	2,10	2,46
H_2O unter 110°	0,19	0,77	1,50	0,09	0,18	1,68
H_2O über 110°	1,29			2,46	2,02	
Summe	99,89	99,83	99,42	99,80	100,64	99,67
Spez. Gew.	2,74	—	2,68	2,75	2,72	2,72
Molekularprozente						
SiO_2	69,2	79,0	79,2	80,3	80,7	78,9
Al_2O_3	10,4	7,1	9,0	7,7	7,4	9,5
FeO	5,1	4,8	4,0	4,5	2,2	2,2
CaO	3,3	2,1	0,5	1,0	1,1	0,7
MgO	5,2	1,3	0,6	2,4	2,6	1,7
K_2O	2,3	2,7	3,4	3,1	3,9	4,4
Na_2O	4,5	3,0	3,3	1,0	2,2	2,6
Summe	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Gruppenwerte						
S	69,2	79,0	79,2	80,3	80,7	78,9
A	6,8	5,7	6,7	4,1	6,1	7,0
C	3,3	1,4	0,5	1,0	1,1	0,7
F	10,2	6,1	4,6	6,9	4,8	3,9
M	0,0	0,7	0,0	0,0	0,0	0,0
T	0,3	0,0	1,8	2,6	0,2	1,8
K	1,2	1,8	1,7	2,2	1,9	1,7
Projektionswerte nach Osann						
a	7,0	8,5	11,5	8,0	10,0	12,0
c	3,5	2,0	1,0	1,5	2,0	1,0
f	9,5	9,5	7,5	10,5	8,0	7,0

der Metamorphose in den drei Zonen. Nur ist bei den Gesteinen der obersten Zone der Wassergehalt und der Tonerdeüberschuß am größten, wodurch eben verifiziert wird, daß die Umwandlungsbedingungen in der Epizone sich am meisten den Verwitterungsvorgängen nähern. — Die Projektionspunkte sowohl der eruptiven als der sedimentogenen Glieder der Gruppe fallen in das Granitfeld des Osannschen Dreiecks, eine Bestätigung ihres granitähnlichen Chemismus. Die Orte der sicher sedimentären Typen 7 und 10 liegen beide im III. Sextanten, also infolge ihres etwas größeren Mg- und Fe-Gehaltes dem f-Pol und dem Felde der tonerdereichen, sedimentogenen Gneiße der folgenden Gruppe etwas genähert. Sie erweisen sich damit gewissermaßen als Übergangsglieder zur II. Gruppe.

II. GRUPPE.

TONERDESILIKAT-GNEISSE.

Gruppen- S=65,3 A=4,9 F=13 T=8,5. **Projektionswerte** (nach Osann):
Mittelwerte: K=1,5 C=1,8 M=0. a_5 c_1 f_{14}.

Der Chemismus dieser Gruppe charakterisiert sich zunächst durch einen schwankenderen Kieselsäuregehalt, als er bei der vorausgegangenen Gruppe beobachtet wurde. Derselbe kann das Minimum an SiO_2 der ersten Gruppe unterschreiten, das dann etwa gleich dem der folgenden wird, kann aber auch das Maximum der ersten wenigstens erreichen (S beträgt 50—75, vereinzelt 80 Mol. Prozente). In der Regel aber ist SiO_2 wenigstens so groß, daß alle vorhandenen Metalloxyde mit Kieselsäure gesättigt werden können, und alsdann noch ein größerer oder kleinerer Überschuß an freiem Quarz existiert (K = 1—3). Die Summe der Alkalien bleibt gewöhnlich hinter derjenigen der Kalifeldspatgneiße zurück, kann aber gelegentlich recht groß werden (A = 3—8). Dabei überwiegt Kalium meist das Na; selten tritt der Fall ein, daß K gegenüber Na geringfügig wird (z. B. in Paragonitschiefern). Ca ist in der Regel sehr wenig vorhanden; doch kann auch hier wieder der Fall eintreten, daß das Gruppenmittel für C beträchtlich überschritten wird (C = 0—5). Mg und noch mehr Fe sind relativ reichlich vorhanden (F = 8—25); doch macht sich, gleich wie bei Alkalien und Kalk, auch hier ein größeres Schwanken bemerkbar. Das am meisten typische Gruppenmerkmal liegt in dem stets bedeutenden Tonerdeüberschuß (T = 3—25), wodurch wiederum bedingt ist, daß aller Kalk an Tonerde gebunden werden kann, also M immer gleich 0 ist. Dieses hohe T unterscheidet die Gruppe von allen anderen; unterscheidend gegenüber der ersten ist außerdem noch die Höhe von F bei oft ungefähr gleichem S und das im allgemeinen kleinere A, gegenüber der folgenden der geringe Kalkgehalt und das fast regelmäßige Überwiegen der Alkalien über den Kalk.

Der Chemismus der Gruppe ist nicht mit demjenigen irgend eines Massengesteines vergleichbar; alle jene Kennzeichen, welche die sedimentogenen Glieder der I. Gruppe von den Derivaten der Massengesteine unterscheiden, sind in ihm stärker betont und weiter entwickelt. Die Angehörigen der II. Gruppe sind darum alle sedimentogener Natur, wobei es sich wesentlich um Derivate von tonerdereichen Sedimenten (Tone, Schiefertone, tonige Psammite und Psephite) handeln wird.

1. ORDNUNG DER **KATA-TONERDESILIKATGNEISSE** („SILLIMANITGNEISSE").

(Tiefste Zone.)

Mineralbestand: Hauptgemengteile: Quarz — Orthoklas (Mikroklin, Mikroperthit, Anorthoklas), saure Plagioklase (Albit bis Andesin) — Biotit — Sillimanit, Granat, Cordierit.

Nebengemengteile: Magnetit, Apatit, Zirkon, Titanit, Rutil, Pyrit.

Übergemengteile: Spinelle, Graphit — (Augit und Hornblende), Turmalin.

Textur: Massig bis schieferig.

Struktur: Granoblastisch („Hornfelsstruktur").

Die Ordnung der Kata-Tonerdesilikatgneiße unterscheidet sich von den Kata-Orthoklasgneißen hauptsächlich dadurch, daß Granat, Sillimanit und Cordierit in größerer Menge in ihnen auftreten, so daß diese Komponenten nun als Hauptgemengteile angenommen werden müssen, weil sie den Charakter der Gesteine chemisch und mineralogisch bestimmen. Makroskopisch erscheint das Gestein häufig wieder richtungslos, öfter jedoch auch ziemlich deutlich schieferig oder grobflaserig; die Korngröße kann vom grobkörnigen bis zum feinkörnigen, ja sogar dichten variieren. Das unbewaffnete Auge erkennt in den phaneromeren Varietäten grauen Quarz, weißen oder etwas gelbroten Feldspat, braunen Biotit, braunroten Granat, manchmal auch farblosen, graublauen oder graugrünen, körnigen Cordierit und weißen, oft filzig verwobenen Sillimanit, der besonders gern auf Schieferungsflächen sich ansiedelt.

Der Quarz zeigt makroskopisch dieselben Formen und Eigenschaften, wie in den vorausgegangenen Katagesteinen; nur sind hier kataklastische Spuren noch seltener; bestimmte Orientierung in der Lage oder Anteilnahme an der Schiefe-

rung läßt sich bei ihm kaum wahrnehmen. — Der vorherrschende Feldspat ist Orthoklas, mit oder ohne Zwillingsbildung nach dem Karlsbadergesetz. — Mikroklin ist weniger häufig zu treffen, Mikroperthite und Myrmekite eine Seltenheit. — Die sauren Plagioklase, nach Albit- oder Periklingesetz verzwillingt, treten in der Regel gegenüber Kalifeldspat zurück, können aber in granatreichen Varietäten sogar überwiegen und dann auch eine basischere Mischung zeigen. Die Formen der Feldspäte sind gewöhnlich rundlich oder gebuchtet und alsdann von etwa gleicher Korngröße wie die übrigen Hauptgemengteile; oft aber macht sich eine Tendenz nach dicktafeliger Entwicklung geltend, und dann treten sie durch ihre Größe gern etwas hervor und sind ganz von Einschlüssen aller anderen Komponenten durchsetzt. Diese an die Feldspäte gebundene „Siebstruktur" ist einigermaßen charakteristisch für die Gesteine dieser Ordnung. — Der Biotit gleicht nach Art, Form und Anordnung demjenigen der Orthoklasgneiße; in den mehr schieferigen Gesteinsformen kommt er eher in annähernd zusammenhängenden, parallelen Lagen vor; in massigen, hornfelsartigen Gesteinen dagegen ist er ganz beliebig orientiert. Gern tritt er als Einschluß in Feldspäten auf, während er selbst wenig reich an Gästen ist; nur in sillimanitreichen Gneißen ist er meist reichlich von letzterem durchwachsen. Selten begleitet ihn eine grüne Hornblende, noch seltener ein Glied der Pyroxenreihe. Ausbleichung zu Muscovit kann als Verwitterungserscheinung öfters beobachtet werden. — Der Sillimanit tritt in feinfaserigen, büschelig geordneten Aggregaten auf (Tafel V Fig. 1), meist nicht selbständig, sondern gewöhnlich irgend einen anderen Gesteinskomponenten durchsetzend, namentlich Quarz, Cordierit und Biotit. Dabei kann seine Lage zur Schieferungsebene eine ganz beliebige sein. Für sich ist er am häufigsten in den oben erwähnten filzigen Überzügen der Schieferungsfläche zu finden, wo seine feinen Nadeln ohne irgend welche Orientierung kreuz und quer aufgelagert sind. — Der Granat ist ein gewöhnlicher, bräunlicher oder rötlicher Eisentongranat von rundlicher Körnergestalt oder der gewöhnlichen Kristallform. Er kann alle im Gestein vorkommenden Komponenten einschließen, am öftesten Erze und Biotit. Sillimanitnädelchen sind zuweilen peripherisch angehäuft und liegen parallel der Umgrenzung, indes der Kern einschlußfrei bleibt. — Cordierit bildet farblose oder bläuliche, rundliche Körner, die recht oft Übergänge zeigen in Pinit, Fahlunit usw. Morphologisch spielt er fast dieselbe Rolle wie der Quarz in den Katagneißen der I. Gruppe und hat gewöhnlich keinen Anteil an der Schieferung; blätteriger Bau nach (010) wird selten beobachtet. Häufig ist der Cordierit ganz von Sillimanit erfüllt und erscheint fast immer in Gesellschaft von Granat. — Auch Graphit tritt in manchen Kata-Tonerdesilikatgneißen als Begleiter von Granat und Cordierit auf, bald gut idioblastisch in sechsseitigen Blättchen, bald in feinen Schüppchen. In schieferigen Formen markiert er neben Biotit die Schieferungsfläche. In manchen hierher gehörenden Gesteinen ist die kohlige Substanz kein metallisch glänzender Graphit, sondern matter, krümeliger, staubförmig im Gestein verteilter Schungit (Rosenbusch), der sich auch in lockeren Häufchen ansammeln kann.

Die Textur erscheint auch mikroskopisch vielfach völlig richtungslos; die manchmal vorhandene Schieferung tritt wieder,

wie in den Kata-Orthoklasgneißen, in einer annähernd parallelen Anordnung der Biotitblättchen hervor. Damit verbunden ist eine wesentlich granoblastische Struktur fast ganz ohne Kataklase. Sie wird bei feinerem Korn sehr oft hornfelsartig, und dies, sowie die stark verbreiteten „Siebstrukturen“, erinnern sehr an kontaktliche Bilder. In der Entstehung mancher hierher gehörender Gesteine mag in der Tat sehr wohl Kontaktmetamorphose mitbeteiligt sein; doch darf nicht vergessen werden, daß die Umwandlungsbedingungen der tiefsten Zone vielfach den bei Kontakten herrschenden Verhältnissen ähneln, wodurch sowohl verwandte Strukturen, als auch ein analoger Mineralbestand hervorgebracht werden können. — Die kristalloblastische Reihe möchte sein: Titanit, Rutil, Granat — Hornblende, Sillimanit — Biotit, Graphit — Feldspäte — Cordierit — Quarz.

Die Gneiße dieser Zone sind bisher nur aus den tiefsten Lagen des Grundgebirges, nicht aber aus den Alpen bekannt geworden. Ihre typischen Vertreter finden sich im ostbayrischen und sächsischen Mittelgebirge, niederösterreichischen Waldviertel, Fichtelgebirge, Schwarzwald, Odenwald und in Schweden.

Petrographisch lassen sie sich einteilen in:

a) Die Familie der Sillimanitgneiße.
b) Die Familie der Cordieritgneiße.
c) Die Familie der Kata-Granatgneiße.

DIE FAMILIE DER **SILLIMANITGNEISSE.**

In den Sillimanitgneißen liegen meist deutlich schieferige Gesteine vor, die neben reichlichem Sillimanit viel Quarz und Orthoklas führen bei zurücktretendem Plagioklas und mittlerem Biotitgehalt. Granat und Cordierit fehlen wohl selten ganz; indessen hat die überschüssige Tonerde sich hier wesentlich als Sillimanit ausgeschieden, da der Gehalt an Ca, Mg und Fe meist nicht sehr beträchtlich ist. Doch kann sich Cordierit so anreichern, daß Übergänge in die folgende Familie entstehen (Lokalitäten siehe oben).

DIE FAMILIE DER **CORDIERITGNEISSE.**

In den Cordieritgneißen, mehr massigen, zuweilen auch grobflaserigen Gesteinen, spricht für ein reichlicheres Vorhandensein von FeO und MgO schon der bedeutendere Gehalt an Biotit, der entweder regelmäßig verteilt ist oder in den groben Flasern

die größeren granoblastischen Aggregate von Feldspat und Cordierit umzieht. Der Quarz tritt zurück; Sillimanit ist meistens, Granat wohl immer vorhanden. Manche Cordieritgneiße führen dazu auch noch Graphit und ziemlich reichliches Erz, sowie Titanmineralien. — Besonders der Cordieritgneiß ist in vielen größeren Gneißgebieten des tieferen Grundgebirges zu finden; in Sachsen und Mähren wechsellagert er mit Granulit, im Schwarzwald ist er verknüpft mit Granatgneiß und geht in diesen über.

c) DIE FAMILIE DER **KATA-GRANATGNEISSE.**

Die Kata-Granatgneiße sind meist wenig geschiefert und fein bis grob granoblastisch. Die „Kinzigite", welche hierher gehören, zeigen sogar deutliche „Hornfelsstruktur", wobei selbst die blätterigen Komponenten ganz richtungslos angeordnet sind. Da sie in der Nähe größerer Granitmassen aufzutreten pflegen, ist Kontaktwirkung bei ihnen meist recht wahrscheinlich.

Daß hier basischere Gneiße vorliegen, kommt zum Ausdruck im reichlichen Auftreten der dunklen Komponenten und in der öfteren Vorherrschaft des Plagioklases über den Orthoklas, so daß Übergangsformen in die Kata-Plagioklasgneiße der III. Gruppe entstehen (siehe Analyse 4). Sillimanit und Cordierit sind häufig; Graphit und Graphitoid können so sehr sich anreichern, daß von Graphitgneißen gesprochen werden kann. Die Artenzahl der Übergemengteile dieser Familie ist überhaupt beträchtlich; Spinell und Hornblende verdienen besondere Erwähnung. Namentlich in den Kata-Granatgneißen, daneben aber auch in beiden anderen Familien der Ordnung, treten innerhalb des Gesteins öfter Knauer oder Linsen von Quarz auf, die das gewöhnliche Gesteinsbild unvermittelt unterbrechen (A. Sauer). — In bezug auf die Vorkommnisse kann auf die für die ganze Ordnung aufgezählten Lokalitäten verwiesen werden.

2. ORDNUNG DER **MESO-TONERDESILIKATGNEISSE** UND **TONERDEREICHEN** (EIGENTLICHEN) **GLIMMER-SCHIEFER.**

(Mittlere Zone.)

Mineralbestand: Hauptgemengteile: Quarz — Orthoklas (Mikroklin), untergeordnet saure Plagioklase (Albit bis Andesin) — Muscovit, Paragonit, Biotit — Granat, Disthen, Staurolith.

	Nebengemengteile: Apatit, Magnetit, Zirkon, Rutil, Titanit.
	Übergemengteile: Schungit, Hornblende, Zoisit, Epidot, Korund, Turmalin.
Textur:	Kristallisationsschieferig, linear (auch lenticular), helicitisch.
Struktur:	Homöoblastisch, porphyroblastisch, poikiloblastisch.

Mit einer ausgezeichneten, bald ebenflächigen, bald schuppigen oder flaserigen Schieferung, die auch von schöner Fältelung begleitet sein kann, verbinden diese fein- bis grobkörnigen, sehr mannigfach gefärbten Gesteine sehr oft einen schon dem unbewaffneten Auge deutlich erkennbaren porphyroblastischen Bau, bei welchem Biotit, Granat, Staurolith oder Disthen, je einzeln für sich, oder in mehrfachen Vergesellschaftungen, als Porphyroblasten aufzutreten pflegen. Diese gleichen Mineralien können in mikroskopisch kleinen Formen im Grundgewebe sich wieder zeigen. „Einsprenglingsartig“ auftretende Feldspäte oder Quarze dürften selten gefunden werden. — Daneben existieren in starker Verbreitung auch homöoblastische Gesteinsformen, die zwischen körnigen und blätterigen Ausbildungen variieren und in denen makroskopisch in der Regel nur Quarz oder Glimmer erkannt werden können. Erst das Mikroskop enthüllt in ihnen, und in gleicher Weise im Grundgewebe der heteroblastischen Formen, eine reiche Mannigfaltigkeit an Komponenten und Strukturen.

Die Feldspäte sind gewöhnlich in rundlichen oder buchtigen Körnern entwickelt; in mehr ovalen bis plattigen Gestalten können sie an der Schieferung Anteil nehmen. Ihre Spaltbarkeit oder Orientierung bleibt dagegen selbst in diesen ausgezeichnet schieferigen Gesteinen fast immer unabhängig von der Texturfläche. Karlsbaderzwillinge der Orthoklase und albitische Viellinge der Plagioklase machen sich auffallend spärlich bemerkbar und haben selten die scharfe und klare Lamellierung, wie in Massengesteinen; sie ist vielmehr verschwommen und fehlt oft ganz. Zwischen orthotomen und klinotomen Feldspäten herrscht keinerlei Regelmäßigkeit im Mengenverhältnis; es kann bis zum völligen Ausschluß des einen oder andern kommen; doch bleiben immer Orthoklas und Albit die gewöhnlichsten; die Ordnung enthält aber auch gänzlich feldspatfreie Formen. — Der Quarz gleicht nach Formengebung und Anteil an der Schieferung den Feldspäten. Meist ist er mit ihnen gleichmäßig vermengt, oft aber auch, besonders in den feldspatfreien Formen, in Lagen angeordnet, welche die Schieferungsebene bezeichnen, in der Korngröße wechseln können und durch Glimmerlagen getrennt sind. Wo kataklastische Spuren in diesen gewöhnlich deutlich kristalloblastischen Gesteinen vorkommen, zeigen

sie sich noch am ehesten durch Zertrümmerung von Quarz in mehrere Stücke. — Die hierher gehörigen Glimmer sind in ihrem Chemismus noch sehr wenig erforscht; die auffallende Verschiedenheit ihrer Färbung läßt eine große Mannigfaltigkeit an Biotiten erwarten. Es herrschen alle Töne von hellbraun bis schwarz; auch rötliche und grüne Farben treten auf. Der Kaliglimmer bleibt farblos bis lichtgrün, Paragonit stets völlig weiß. Die zuweilen recht großen, rundlichen oder buchtigen Blätter des Muscovit und Biotit bilden in bunter Mischung, oder streifenweise verteilt, entweder zusammenhängende Lagen, entsprechend der Schieferungsebene, oder sie erscheinen in gewundenen Flasern, bald vereinigt, bald getrennt, oder endlich gleichmäßig gemischt mit den übrigen Komponenten, immer aber in paralleler Lage. Um so auffallender erscheint es daher, daß der braune Biotit, wo er als Porphyroblast auftritt, sehr oft vollkommen unabhängig von der Schieferungsfläche entwickelt ist, ja, dieselbe (manchmal) direkt quert. Große Blätter werden oft siebartig von Einschlüssen durchbrochen. Auch treten sie gerne zu kurzen, säuligen Aggregaten zusammen. Es gibt porphyroblastische Gesteinsformen, wo das Grundgewebe fast nur aus Muscovit gebildet ist und als „Einsprengling" ein Biotit erscheint, so daß die Glimmer die einzigen wesentlichen Gesteinskomponenten sind. — Granat fehlt den hierher zählenden Gesteinen selten ganz; gewöhnlich bildet er braune, runde Körner; unter den Porphyroblasten werden aber häufig auch prächtige Rhombendodekaëder getroffen; andererseits kommen zufolge einer starken Anhäufung von Einschlüssen auch bloß skelettartige Formen vor. Die oft zentral zusammengedrängten Gäste rekrutieren sich aus allen übrigen Gesteinskomponenten, besonders gerne aus Quarz und Feldspäten. Zuweilen geschieht es, daß diese farblosen Komponenten den Granat peripherisch umranden. Selten trifft man parallel der Schieferungsebene abgeplattete Granatkörner, oder eine reihenweise Anordnung derselben; dagegen können Glimmerzüge die Granatporphyroblasten parallel der Schieferung oder Fältelung durchsetzen (helicitische Textur). — Der Disthen erscheint unter dem Mikroskop farblos. Wo er nicht „einsprenglingsartig" entwickelt ist, tritt er in kurzen, stengeligen Formen (scheinbar körnig) auf, mit teils guter, teils schlecht entwickelter Seitenbegrenzung; im letzteren Falle fehlt ihm oft auch eine deutlich ausgesprochene Spaltbarkeit. Vereinzelt wird er auch bloß skelettartig gefunden, indem viele Quarzeinschlüsse ihn parallel der Spaltbarkeit durchsetzen (Gesteine der Tremola). Weitere Gäste liefert ihm der Magnetit, der sich auch kranzartig an die Grenzflächen anlagern kann (Disthen-Glimmerschiefer von Asch in Böhmen). Die Porphyroblasten von Disthen sind gewöhnlich kristallographisch sehr gut entwickelt, wie in den bekannten disthenführenden Paragonitschiefern von der Alp Sponda bei Faido, in denen sie eine Länge von mehreren Zentimetern, ja Dezimetern erreichen können, unter welchen durch Verschiebungen und Brüche nach der Gleitfläche (001) gebogene oder gebrochene Individuen auftreten. In manchen Vorkommnissen liegen die Säulen parallel und in der Schieferungsebene, in andern beliebig orientiert. Sehr häufig ist der Disthen von Staurolith begleitet, auch mit ihm verwachsen z. B. so, daß beide Minerale die Zone (100) : (010) gemein haben und (010) des Staurolithes mit (100) des Disthens parallel ist. — Der Staurolith verhält sich nach Form, Lage und Einschlußverhältnissen ganz ähnlich wie der Disthen. An den oft große Dimensionen annehmenden Porphyroblasten, unter denen auch die

bekannten, recht- und schiefwinklig sich kreuzenden Zwillinge vorkommen, sind (110) und (010) fast immer gut entwickelt. Daneben tritt das Mineral aber auch nur in Körnern auf, die der autoblastischen Begrenzung entbehren, bald oval oder plattig, bald skelettartig oder wie zerfetzt aussehen. Es zeigt durchwegs den bekanntlich von braun nach gelb gehenden pleochroitischen Wechsel in den Axenfarben. An Häufigkeit des Vorkommens dürfte der Staurolith den Disthen übertreffen, dem Granat nachstehen. — Schungit und kohlige Substanzen folgen gern in Streifen der Schieferungsebene und gleichen im übrigen dem bei den Katagesteinen beschriebenen Graphitoid. — Hornblende ist für die hier in Betracht kommenden Gesteine ein seltener Gast, der etwa vereinzelt noch neben Biotit- oder Granatporphyroblasten in größeren, siebartig durchbrochenen Individuen auftritt, hauptsächlich in Übergangsgliedern nach den Hornblendegarbenschiefern der III. Gruppe. Im Grundgewebe oder in homöoblastischen Formen dürften sie kaum erscheinen. — Der geringe Kalkgehalt der hierher gehörigen Gesteine geht meist in die länglichen oder knolligen Epidotkörner über, welche vereinzelt getroffen werden. — Turmalin ist ein zwar vorwiegend mikroskopisch klein bleibender, aber doch sehr konstanter Übergemengteil der vorliegenden Ordnung. Seine trigonalen, hemimorphen Kristalle mit vorwiegendem Prisma zeigen oft parallele Lage und Orientierung in der Schieferungsebene, doch schneiden sie dieselbe zuweilen auch unter schiefen bis rechten Winkeln. Die Farbe ist gewöhnlich braun, grünlich, grau, licht rosa oder blau, bei isomorpher Schichtung, ausgesprochenem Dichroismus und starker Absorption $O > E$.

Die Textur der Mesogesteine der II. Gruppe erweist sich auch mikroskopisch als ausgezeichnet kristallisationsschieferig mit ebenen, schuppigen, flaserigen und gelegentlich auch gestreckten Varietäten. Selbstverständlich hat auch hier wiederum der Glimmer den Hauptanteil an der Erzeugung der Paralleltextur; doch beteiligen sich daran sehr oft auch säulenförmige Komponenten, wie Disthen, Staurolith, Turmalin. Selbst Quarz und Feldspat können durch längliche oder plattige Formentwicklung, oder durch ihre Anordnung in parallele Lagen, zur Bevorzugung einer Fläche beitragen. Hervorgehoben zu werden verdient auch, daß in heteroblastischen Gesteinsformen die Schieferungsebene in der Regel nur vom Grundgewebe eingehalten wird und nicht von den Porphyroblasten, wohl aber von den Einschlüssen, die diese beherbergen.

Unter den homöoblastischen Strukturen ist die granoblastische die häufigste; durch Vorherrschen lamellarer Komponenten kann sie lepidoblastisch beeinflußt, durch stengelige Individuen etwas nematoblastisch werden; für solche Ausbildungen bestehen alle möglichen Übergänge. Dasselbe gilt vom Grundgewebe hierher

gehöriger porphyroblastischer Gesteine. Manche anscheinend homöoblastischen Formen erweisen sich unter dem Mikroskop als heteroblastisch. Trotz einzelner zerbrochener Quarze oder zerknitterter Glimmer, die etwa für mechanische Beeinflussung Zeugnis ablegen, bleibt das strukturelle Bild doch stets ein typisch kristalloblastisches. — Die kristalloblastische Reihe dieser Ordnung dürfte folgendermaßen lauten: Rutil, Titanit, Turmalin — Disthen, Staurolith, Granat — Glimmer — Hornblende, Epidot — Erze, Feldspat, Quarz.

Die Mesogesteine der III. Gruppe sind in allen Gebieten der kristallinen Schiefer reichlich verbreitet, besonders in der „Urglimmerschieferformation" des Grundgebirges, wo sie mit den Mesogneißen der I. und II. Gruppe wechsellagern. Auch in Schiefermänteln alpiner Zentralmassive haben sie eine kräftige Entwicklung gefunden, so daß es überflüssig erscheinen mag, hier spezielle Lokalitäten aufzuzählen.

Nach dem Mineralbestand lassen sich die Gesteine petrographisch gliedern in:

a) Die Familie der Meso-Tonerdesilikategneiße (feldspatführend), weiter zu spezifizieren in Meso-Granatgneiße, Disthengneiße, Staurolithgneiße.

b) Die Familie der tonerdereichen (eigentlichen) Glimmerschiefer (feldspatfrei), wozu auch Disthenglimmerschiefer, Granatglimmerschiefer und Staurolithglimmerschiefer gehören, welche alle entweder Muscovit, Biotit und Paragonit oder erstere beide Glimmer führen können.

Sowohl zwischen beiden Familien, als auch innerhalb derselben zwischen den einzelnen Varietäten, bestehen zahlreiche Verbindungsglieder und Übergänge.

a) DIE FAMILIE DER **MESO-TONERDESILIKATGNEISSE.**

Sie umfaßt eben- oder schuppig-schieferige, auch lenticulare Gesteine, bei welchen alle Komponenten entweder gleichmäßig im Gesteinsgewebe verteilt sind, oder linsige Quarzfeldspataggregate von Muscovit oder Biotit, am häufigsten von einer gleichmäßigen Mischung beider, umschmiegt werden. Neben Kalifeldspat und sauren Plagioklasen erscheinen ganz vereinzelt auch basische Kalknatronfeldspäte, wieder mit unscharfer Lamellierung. — Granat

tritt entweder in großen Porphyroblasten auf oder er ist bald dichter, bald spärlicher in kleinen, rundlichen Körnern durch das ganze Gestein verteilt, gern von Glimmer umfaßt oder von ihm parallel der Schieferungsebene durchzogen. — Staurolith und Disthen bleiben in diesen Gneißen gewöhnlich klein; doch können sie etwa auch als größere Porphyroblasten auftreten (Tafel V Fig. 2), z. B. in Gneißen des Rasassergrates und des Plateau da Rims im Unterengadin. — Reine Disthen- oder Staurolithgneiße sind selten; in der Regel führen sie auch Granat. Man kennt sie z. B. aus einzelnen Lokalitäten der Ost- und Zentralalpen (mittleres Oetztal, Unterengadin, Tremolatal); Granatgneiße hingegen sind im kristallinen Gebirge, besonders in den Alpen, stärker verbreitet.

b) DIE FAMILIE DER **TONERDEREICHEN** (EIGENTLICHEN) **GLIMMERSCHIEFER.**

Diese zeichnet sich bei flaseriger, schuppiger oder ebenschieferiger Ausbildung durch sehr mannigfaltige Arten der Mineralkombinationen und der Struktur aus, von denen hier nur die wichtigsten Erwähnung finden mögen. Quarz allein oder untermischt mit spärlichem, zum Übergemengteil gewordenen, Feldspat ist mit Glimmer gleichmäßig im Gesteinsgewebe verteilt, oder bildet mehr oder weniger flache Lagen von wechselnder Korngröße, die durch ein zusammenhängendes Glimmergewebe voneinander abgetrennt werden. Kleinere oder größere (und dann porphyroblastische) Granate, ebenfalls von Glimmer umschmiegt, sind in der Regel eingestreut, können jedoch auch gänzlich fehlen. Gewöhnlich treten Muscovit und Biotit gemischt nebeneinander auf (Zweiglimmerschiefer); doch gibt es auch reine Biotit- und besonders Muscovitschiefer. In letzteren findet sich zuweilen statt des Granates Disthen, welcher parallel der Schieferungsebene sich zwischen den Glimmern verbirgt.[1] — In Muscovitbiotitschiefern tritt neben Granat zuweilen auch Staurolith auf, entweder in gut entwickelten großen Kristallen, oder mikroskopisch klein. In vielen Fällen, z. B. in manchen Tremolagesteinen, bildet

---

1) Einzelne dieser Muscovitschiefer, z. B. diejenigen aus dem Anlauftal bei Gastein, sind nicht sedimentogen, sondern stammen nach Lagerung und Habitus von Apliten ab, deren Orthoklas völlig in Muscovit übergegangen ist. Dabei mag ein so starker Verlust an Alkalien und alkalischen Erden eingetreten sein, daß infolge des daraus erwachsenen Tonerdeüberschusses Disthen sich bilden konnte.



Quarz mit parallel gelagertem Muscovit und Biotit ein feines Grundgewebe, in welchem alsdann wiederum größere Biotite (Tafel II Fig. 2 des I. Teiles) oder Granate (oder beide) eingestreut liegen mit oder ohne Begleitung von Staurolith, oder Disthen (auch beiden), selten von Hornblende, als beliebig orientierte zahlreiche Porphyroblasten. Dies führt zur Unterscheidung von Granatglimmerschiefer, Staurolithglimmerschiefer, Disthenglimmerschiefer, Staurolithdisthenglimmerschiefer usw. Seltenere Formen bestehen fast ausschließlich aus Glimmern, und zwar so, daß Muscovitschüppchen ein Grundgewebe bilden, in welches Biotite als Porphyroblasten eingebettet sind, z. B. einzelne Glimmerschiefer an der Töll bei Meran. — Von besonderem Interesse sind endlich auch noch die bekannten Paragonitschiefer aus dem Tessin, ausgezeichnet durch äußerst feinschuppiges, paragonitisches Grundgewebe, in welchem große Disthene oder Disthen und Staurolith, in bester kristallographischer Ausbildung kreuz und quer eingebettet sind.

Die Repräsentanten dieser eigentlichen Glimmerschiefer bilden bald ausgedehnte, selbständige Komplexe in den mittleren Teilen des Grundgebirges, bald erscheinen sie wechsellagernd mit den Mesogneißen der I. Gruppe. In ähnlicher Weise partizipieren sie, oft in breiten Zonen, an dem Aufbau der Schieferhüllen von Zentralmassiven, wobei hier nur auf manche Schiefer der Tremola, der Greiner Scholle und der Gurgler Serie hingewiesen sei.

3. ORDNUNG DER **TONERDEREICHEN ALBITGNEISSE** UND **TONERDEREICHEN** (EIGENTLICHEN) **PHYLLITE.**

(Oberste Zone.)

Mineralbestand: Hauptgemengteile: Quarz — Albit — Sericit, (Paragonit) — Chlorit — Ottrelithe — Granat (Disthen, Staurolith).

Nebengemengteile: Apatit, Magnetit, Hämatit, Limonit, Rutil, Titanit, Ilmenit, Pyrit.

Übergemengteile: Kohle, Turmalin, Glaukophan (Hornblende).

Textur: Kristallisationsschieferig, linear, helicitisch.

Struktur: Fein granoblastisch, lepidoblastisch, porphyroblastisch — klastische Reliktstrukturen (z. B. blastopsammitisch).

Die Vertreter dieser Ordnung sind im allgemeinen grob- bis dünnschieferige, meist sehr feinkörnige, häufig seidenglänzende Gesteine, deren homöoblastische Arten makroskopisch in der Regel nur Quarz, Sericit und Chlorit erkennen lassen. In den heteroblastischen Varietäten erscheinen als Porphyroblasten diverse Sprödglimmer, auch Chlorit, Granat, seltener Disthen und Staurolith, letztere drei eher in den höher kristallinen, schon den Glimmerschiefern der mittleren Zone nahestehenden Formen, die alsdann auch noch Biotit führen können, entweder als Porphyroblasten oder im Grundgewebe. Von den im Aussehen sehr ähnlichen Epigesteinen der I. Gruppe unterscheiden sich die hierher zählenden Arten zunächst hauptsächlich durch das reichlichere Auftreten von Sericit und Chlorit, in denen sich der größere Tonerdegehalt zuweilen vollständig erschöpft. Sehr gerne geht derselbe aber noch in Sprödglimmer (Ottrelith, Sismondin usw.) über, oder bei höherer Kristallinität in Granat, Disthen und Staurolith. Den Phylliten der I. Gruppe fehlen solche Porphyroblasten; für die der III. Gruppe ist außerdem das oft reichlichere Vorhandensein von Erzen und kohligen Substanzen charakteristisch.

Die Ausbildung der Hauptgemengteile Quarz, Albit, Sericit und Chlorit ist dieselbe, wie in den Epigesteinen der I. Gruppe und darf darum auf das früher (S. 37) Mitgeteilte hingewiesen werden, für den letzteren noch mit dem Beifügen, daß er hier zuweilen in größeren polygonen Blättern als Porphyroblast auftritt innerhalb eines aus Quarz und Sericit bestehenden Grundgewebes. — Über Granat, Disthen, Staurolith und Turmalin gilt ebenfalls das dort (S. 38) Erwähnte. — Die Glieder der Ottrelithgruppe sind als Gesteinskomponenten nur in einigen Epigesteinen der II. Gruppe zu finden. Sie bilden gewöhnlich Porphyroblasten in demselben Grundgewebe, wie die Chlorite, sei es in einzelnen Tafeln, sei es zu Büscheln oder Rosetten aggregiert (Tafel V Fig. 6). Ihre kristallographischen und optischen Eigenschaften sind durch Rosenbusch[1] in erschöpfender Weise zusammengefaßt worden; auch chemisch sind sie gut aufgeklärt und fallen durch ihre Armut an MgO auf.[2] — Diese Mineralien sind gern von kohligen Substanzen begleitet. — (Über Glaukophan vergl. IV. Gruppe, 3. Ordnung, S. 93.)

Texturell weisen die hierher gehörenden Gesteine neben einer streng parallelen Anordnung der blättrigen Komponenten vielfach ausgesprochen helicitisches Gefüge (Tafel V Fig. 4) auf. Fältelung und Windungen des Sericites und Chlorites werden sehr häufig durch verbogene Streifen kohliger Substanzen noch schärfer

---

1) Physiographie, Band I_2, Seite 277ff.

2) Rosenbusch „Elemente“ 447, Analysen 11—17.

markiert (Tafel V Fig. 5) und setzen, ebensogut wie die ebene Schieferung, meist ungehindert durch die Porphyroblasten hindurch. — Nicht ganz selten erscheint auch ein, allerdings mikroskopisch feines, lenticulares Gefüge, in dem der Quarz Linsen bildet, welche von Sericit und Chlorit umschmiegt werden.

Strukturell ähneln die hierher gehörigen Gesteine den Epigesteinen der I. Gruppe; indessen tritt durch die reichlichere Gegenwart blättriger Komponenten der lepidoblastische Habitus mehr hervor, der granoblastische dagegen zurück. Außerdem sind auch sonst entschieden körnige Komponenten, wie Quarz und sogar Magnetit, hier öfter senkrecht zur Schieferungsebene verkürzt, so daß sie im Längsschnitt gestreckt erscheinen. Porphyroblastische Formen sind häufiger und regelmäßiger ausgebildet, als dort, innerhalb eines Grundgewebes, das der Gesteinmasse der homöoblastischen Varietäten in allen Modalitäten gleicht. Selbstverständlich fehlen hier die rein kataklastischen Formen; doch kommen klastische Reliktstrukturen nicht allzu selten vor. Die kristalloblastische Reihe mag sein: Titanit, Rutil, Granat — Disthen, Staurolith, Turmalin, Ottrelith — Glaukophan, Biotit — Erze, Sericit, Epidot — Chlorit — Albit, Quarz.

Die Heimat dieser Gesteine liegt in den obersten Horizonten des Grundgebirges und in den äußeren Schalen der zentralmassivischen Schieferhüllen in so weiter Verbreitung, daß eine Nennung von besonderen Lokalitäten überflüssig erscheint.

Je nach dem Vorhandensein oder Fehlen des Albites lassen sich die Gesteine petrographisch gliedern in:

a) Die Familie der tonerdereichen Sericitalbitgneiße, wobei noch Granat-Albitgneiße, Disthen-Albitgneiße, Staurolith-Albitgneiße unterschieden werden können.
b) Die Familie der tonerdereichen Sericitphyllite, unter welchen wieder Disthenphyllit, Granatphyllit, Staurolithphyllit, Ottrelithphyllit hervorgehoben werden. Zwischen allen hierher gehörigen Varietäten können wieder Übergänge bestehen.

a) DIE FAMILIE DER **TONERDEREICHEN SERICIT-ALBITGNEISSE.**

Sie scheinen eine nur spärlich vertretene Gesteinsfamilie zu bilden; denn der Albit ist bei dem hier geltenden Chemismus nur

selten so stark angereichert, daß er als Hauptgemengteil figurieren kann. Auch nach Struktur und Textur stehen die tonerdereichen Sericitalbitgneiße den Phylliten dieser Ordnung, mit denen sie geologisch eng verbunden sind, so nahe, daß kaum ein Unterschied konstatiert werden kann. Sprödglimmer scheinen den Gneißen zu fehlen und porphyroblastische Formen selten zu sein. Eine Ausnahme hiervon bilden die Sericitalbitgneiße von Stockje am Griespaß. Dort treten große Albite als Porphyroblasten auf und sind so von den Komponenten des Grundgewebes (hauptsächlich Quarz und Sericit) parallel der Schieferung durchsetzt, daß ihre Abgrenzung nur mittels der Auslöschung im polarisierten Licht erkannt werden kann. — Eine besondere Erwähnung verdienen die tonerdereichen glaukophanführenden Sericitalbitgneiße des Bagnetales als umgewandelte Tuffe. Ihr Albit bildet ausgeschwänzte Linsen (Tafel V Fig. 3), in welche von außen Sericit hineingewachsen ist. Der Quarz tritt in Trümmeraggregaten auf; Chlorit gesellt sich in größeren Blättern und etwas Epidot in länglichen Körnern bei. Accessorischer Glaukophan kann daneben ziemlich reichlich erscheinen.

b) DIE FAMILIE DER **TONERDEREICHEN SERICIT-PHYLLITE.**

Sie sind die herrschende Familie der Ordnung, und die oben mitgeteilten Merkmale gelten daher besonders den ihr zugehörigen Gesteinen. Sie vor allen können in ihren gewöhnlichen homöoblastischen Formen genetisch als in der Kristallinität etwas höher entwickelte Tonschiefer gelten, in welchen namentlich auch die parallele Anordnung der größer gewordenen blätterigen Komponenten deutlicher zum Ausdruck kommt. Dasselbe zeigt sich noch im Grundgewebe mancher porphyroblastischen Varietäten; die meisten von ihnen stehen aber schon den Glimmerschiefern der mittleren Zone an kristalliner Ausbildung näher, und sind durch alle Übergänge mit ihnen verbunden, in ähnlicher Weise, wie auch in der vorigen Familie (Stockje).

Geologisch lehnen sie sich engstens an die Phyllite der I. Gruppe an; besonders schöne Formen sind uns aus der südlichen und nördlichen Schieferhülle des Gotthardmassivs (Val Piora, Curaglia), aus den Oetztaler Alpen, aus Piemont und den Ardennen bekannt geworden.

* * *

Als Beispiele für die chemische Zusammensetzung der Gesteine der II. Gruppe mögen folgende zwölf Analysen gelten (vergl. S. 60/61):

Tiefste Zone: 1. Ordnung.

1. Sillimanitgneiß von Langenbielau, Schlesien.
2. Cordieritgneiß von Lunzenau, Sachsen; R. E. S. 487, 2.
3. Sillimanitcordieritgneiß, Oberwolfach, Schwarzw.; R. E. S. 487, 3.
4. Kata-Granatgneiß („Kinzigit"), Gadernheim, Odenwald; R. E. S. 487, 14.

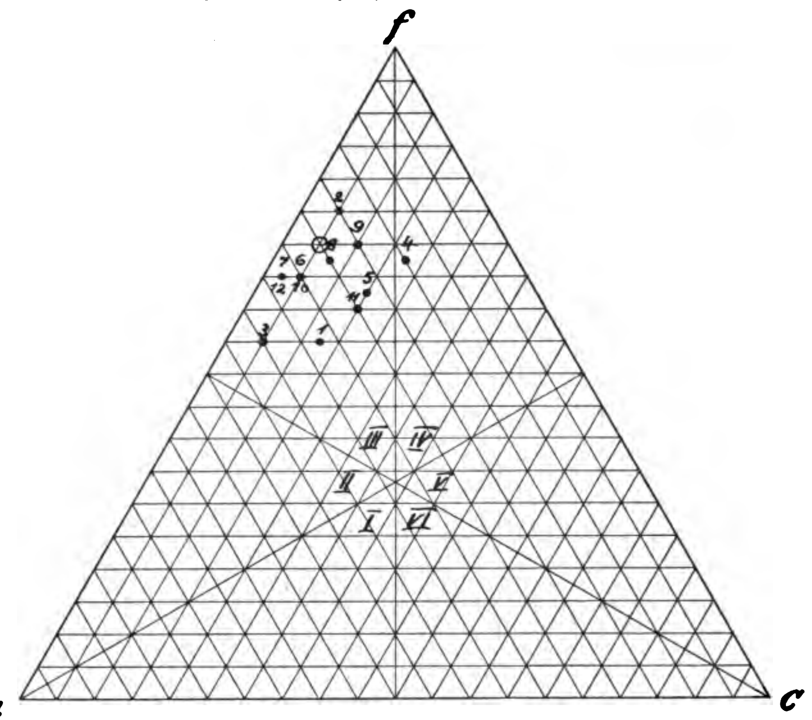


Fig. 2 Projektion nach Osann.

Mittlere Zone: 2. Ordnung.

5. Meso-Granatgneiß, Val Giuf, Bündneroberland.
6. Meso-Granatgneiß, Maiern, Ridnaun, Tirol.
7. Disthenglimmerschiefer, Anlauftal bei Gastein.
8. Granatmuscovitschiefer, Sasso rosso, Airolo.

Oberte Zone: 3. Ordnung.

9. Granatglimmerschiefer, Sasso rosso, Airolo (Übergang von der 2. zur 3. Ordnung).
10. Tonerdereicher Sericitalbitgneiß, glaukophanführend, Fionnay, Val de Bagne, Wallis.
11. Tonerdereicher Sericitphyllit, Clemgiastollen, Schuls, Unterengadin.
12. Ottrelithschiefer, Forges de la Commune, Revinien; R. E. S. 453, 6.

○ Gruppenmittel.

Nummer	1	2	3	4	5	6
Analysen						
SiO_2	64,24	64,44	61,20	47,76	45,99	61,08
TiO_2	1,07	1,70	1,19	1,61	1,70	0,94
Al_2O_3	17,95	18,18	17,40	24,59	24,52	15,35
Fe_2O_3	2,47	—	1,20	3,14	8,05	5,89
FeO	1,59	6,24 0,58 MnO	5,76	10,10	3,34	1,52
CaO	1,52	0,67	0,93	3,68	2,75	0,92
MgO	3,07	2,98	2,53	2,79	3,06	4,96
K_2O	2,90	3,19	4,07	1,68	6,01	3,61
Na_2O	3,02	0,46	2,86	2,23	1,11	2,66
H_2O unter 110°	0,17	2,10	2,19	1,38	0,09	0,13
H_2O über 110°	1,72			0,41 P_2O_5	3,51	2,66
Summe	99,72	100,54	99,33	99,97	100,13	99,72
Spez. Gew.	2,75	2,77	—	—	2,88	2,75
Molekularprozente						
SiO_2	72,4	73,2	70,4	57,5	57,1	70,5
Al_2O_3	11,8	11,9	11,6	16,8	17,2	10,3
FeO	3,5	6,3	6,4	12,6	10,5	4,0
CaO	1,8	0,8	1,1	4,5	3,6	1,1
MgO	5,2	5,0	4,3	4,9	5,6	8,5
K_2O	2,1	2,3	3,0	1,2	4,7	2,6
Na_2O	3,2	0,5	3.2	2,5	1.3	3,0
Summe	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Gruppenwerte						
S	72,4	73,2	70,4	57,5	57,1	70,5
A	5,3	2,8	6,2	3,7	6,0	5,6
C	1,8	0,8	1,1	4,5	3,6	1,1
F	8.7	11,3	10,7	17,5	16,1	12,5
M	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
T	4,7	8,3	4,3	8,6	7,6	3,6
K	1,6	2,5	1,4	1,2	0,8	1,4
Projektionswerte nach Osann						
a	6,5	4,0	8,0	3,0	4,5	6,0
c	2,5	1,0	1.0	3,5	3,0	1,0
f	11,0	15,0	11,0	13,5	12,5	13,0

Nummer	7	8	9	10	11	12
Analysen						
SiO_2	73,69	57,55	41,48	61,68	58,70	45,60
TiO_2	0,17	2,03	2,06	1,43	1,69	0,99
Al_2O_3 . . .	13,56	18,06	27,31	17,28	18,04	31,95
Fe_2O_3 . . .	0,50	5,75	6,74	2,77	1,42	2,36
FeO	0,52	5,26	6,07	3,96	5,27	4,18 0,83 MnO
CaO	0,19	1,40	2,02	0,91	2,30	0,39
MgO	4,13	1,99	4,29	1,90	3,55	1,80
K_2O	3,28	4.24	3,45	3,94	3,27	4,82
Na_2O . . .	1,17	1,55	2,22	3,23	2,55	1,25
H_2O unter 110°	0,09	0,21	0,09	0,08	0,21	4,49
H_2O über 110°	3,12	1,62	4,14	3,00	3.41	0,10 S
Summe	100,42	99,68	99,87	100,18	100,41	99,12
Spez. Gew.	2,71	2,93	2,87	2,83	2,82	—
Molekularprozente						
SiO_2	80,1	67,9	52,4	71,4	68,0	59,0
Al_2O_3 . . .	8,7	12,2	19,7	11,6	12,1	23,8
FeO	0,9	10,0	12,4	6,1	6,3	7,7
CaO	0,2	1,7	2,6	1,1	2,8	0,5
MgO	6,6	3,4	7,7	3,3	5,6	3,4
K_2O	2,3	3,1	2,7	2,9	2,3	4,1
Na_2O . . .	1,2	1,7	2.5	3.6	2,9	1,5
Summe	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Gruppenwerte						
S	80,1	67,9	52,4	71,5	68,0	59,0
A	3,5	4,8	5,2	6,5	5,2	5,5
C	0,2	1,7	2,6	1,1	2,8	0,5
F	7,5	13,4	20,1	13,4	11,9	11,1
M	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
T	5,0	5,7	11,9	4,0	4,1	17,8
K	2,7	1,5	1,0	1,3	1,4	1,3
Projektionswerte nach Osann						
a	6,5	5,0	4,0	6,0	5,0	6,5
c	0,5	1,5	2,0	1,0	3,0	0,5
f	13,0	13,5	14,0	13,0	12,0	13,0

Der etwas schwankende chemische Charakter dieser Gesteinsgruppe, der sowohl in den Analysen, als auch in den Molekularprozenten und Gruppenwerten deutlich hervortritt, verschwindet merkwürdigerweise in den Projektionswerten so sehr, daß diese eine Einheitlichkeit erreichen, welche viel größer ist, als die der I., wesentlich eruptiven Gruppe. Es drückt sich dies aus in der engeren Scharung der Projektionspunkte auf kleinem Felde (Fig. 2 S. 59). Daraus geht deutlich hervor, daß nicht nur der Tonerdeüberschuß (der bei der Projektion gar nicht in Betracht kommt) die II. von der I. Gruppe chemisch scheidet, sondern daß auch in dem verhältnismäßig geringeren Gehalte an Alkalien und dem größeren an MgO und FeO eine gewisse Gesetzmäßigkeit liegt, die sehr wohl geeignet ist, den chemischen Gruppencharakter zu bestimmen und den zugrunde liegenden Gesteinstypus gegen andere scharf abzugrenzen.

Der Kata-Granatgneiß Nr. 4, welcher allein in den IV. Sextanten übertritt, erweist sich dadurch als Übergangsglied in die Gruppe der Plagioklasgneiße (III. Gr.). Bei ihm überwiegt auch in der Tat der Kalknatronfeldspat den Orthoklas, wenngleich das Gestein seinen übrigen chemischen und mineralogischen Eigenschaften nach noch zur Tonerdesilikatgruppe gezählt werden muß.

III. GRUPPE.

KALKNATRONFELDSPATGNEISSE (PLAGIOKLASGNEISSE).

Gruppen-Mittelwerte: S=67 A=4,2 F=11,6 T=0, K=1,4 C=6,4 M=1,2.

Projektionswerte (nach Osann): a_4 $c_{5,5}$ $f_{10,5}$.

Der Kieselsäuregehalt der III. Gruppe ist im Mittel niedriger, als der der I., weil sein Minimum ziemlich beträchtlich unter das der Orthoklasgneißgruppe sinken kann, sein Maximum dasjenige dieser Gruppe selten erreicht (S=55—75 Mol. Prozent). Immer jedoch genügt die Menge der vorhandenen Kieselsäure zur Sättigung der Metalloxyde in der S. 13 angegebenen Weise; gewöhnlich ist sogar ein Rest freien Quarzes vorhanden (K=1—2). Die Summe der Alkalien, die hier stets ganz mit Tonerde gesättigt werden können, ist, absolut betrachtet, kleiner geworden als bei der I. Gruppe, hauptsächlich auf Kosten des K_2O; Na_2O dagegen hat häufig eher eine Zunahme erfahren (A=2—8). Auffälliger ist das Sinken der Alkalien im Vergleich zum vorhandenen CaO, noch mehr in seiner Gesamtheit, als in dem an Tonerde gebundenen Anteil, welcher öfter die Summe der Alkalien übersteigt oder ihr annähernd gleich kommt ($C > A$). Es ist dies einem absoluten Steigen des Kalkgehaltes in der III. Gruppe gegenüber dem der I. zuzuschreiben (C=3—10). Meist genügt die vorhandene Tonerde nicht, außer den Alkalien noch allen Kalk restfrei zu binden, so daß ein Teil desselben zu F geschlagen werden muß. M hat daher fast stets einen, wenn auch in der Regel kleinen Wert (M=1—4), T ist dagegen im allgemeinen = 0. MgO und FeO erfahren, wie in der II. Gruppe, auch hier im Vergleich zur I. Gruppe eine Zunahme, woraus ebenfalls ein größeres F resultiert (F=8—15).

Der Chemismus der Plagioklasgneißgruppe stimmt demnach in allen Merkmalen mit dem saurer dioritischer Gesteine und

mancher Lamprophyre überein; auch einige tonige Sedimente haben eine ähnliche Zusammensetzung, so daß die Repräsentanten der III. Gruppe, allerdings zum kleineren Teil, auch noch von solchen abgeleitet werden dürften.

1. ORDNUNG DER **KATA-KALKNATRONFELDSPAT-GNEISSE** („KATA-PLAGIOKLASGNEISSE").

(Tiefste Zone.)

Mineralbestand: Hauptgemengteile: Quarz — saurer Plagioklas (Oligoklas bis Andesin), untergeordnet auch Orthoklas und Mikroklin (Mikroperthit, Antiperthit) — Augit, Hornblende, Biotit.
Nebengemengteile: Magnetit, Apatit, Zirkon, Rutil, Titanit, Ilmenit, Pyrit.
Übergemengteile: Granat (Sillimanit, Cordierit) — Graphit, Calcit.

Textur: Massig bis schieferig.

Struktur: Granoblastisch („Hornfelsstruktur").

Die Kata-Plagioklasgneiße sind fein- bis grobkörnige, selten dichte Gesteine von graugrüner Farbe, oder sie sind auch weiß und dunkel gefleckt; im Handstück ist gewöhnlich eine grobe Schieferung bemerkbar. Feldspat, zuweilen auch Quarz, dann Biotit, Hornblende und Augit sind sehr oft schon makroskopisch als Hauptgemengteile unterscheidbar; auch Granat oder Titanit lassen sich zuweilen erkennen.

Mikroskopisch unterscheidet sich der Quarz nach Form und Auftreten in keinerlei Weise von dem der Orthoklasgneiße, nur ist er im allgemeinen spärlicher vorhanden und kann sehr zurücktreten, namentlich in denjenigen Kata-Plagioklosgneißen, welche viele dunkle Gemengteile, besonders Augit oder Hornblende, führen. — Die Feldspäte sind am häufigsten saure und basische Oligoklase; indessen kommen auch noch kalkreichere Mischungen derselben vor. Die Formen sind meist rundlich, auch dicktafelig, ohne Kristallbegrenzung; scharf und klar lamellierte albitische Zwillinge erscheinen am häufigsten, manchmal verbunden mit Periklinlamellen. — Orthoklas in derselben formalen Ausbildung, wie die Plagioklase, meist in einfachen Kristallen, spärlicher in Karlsbaderzwillingen, fehlt selten ganz. Besonders in manchen Biotit- und Augitgneißen, welch letztere auch recht oft Perthite und besonders Antiperthite führen, reichert er sich so sehr an, daß Übergänge nach der I. Gruppe entstehen. — Biotit ist hier selten einziger dunkler Gemengteil und erscheint, wenn dies der Fall, gewöhnlich ziemlich angereichert. Meist aber ist er mit Hornblende vergesellschaftet; nach Farbe und Formentwicklung gleicht er demjenigen der

Orthoklasgneiße und bezeichnet, wie jener, durch annähernd parallele Anordnung seiner Blätter zuweilen in undeutlicher Weise die Schieferungsebene, oder liegt ganz richtungslos. Ob zwischen den Biotiten chemische Unterschiede bestehen, ist noch nicht festgestellt. — Die Hornblende ist fast immer bräunlichgrün, seltener bläulichgrün, so daß es den Anschein hat, als ob in diesen, immerhin noch alkalireichen Gesteinen, das Natrium nicht gern in Glaukophanmolekülen Verwendung findet, was wohl mit der Tiefenstufe zusammenhängen mag, da die Natriumhornblenden für die oberen Zonen typomorph sind. In den Formen der Hornblende kommt oft das Prisma einigermaßen zur Geltung, entweder in länglicher Gestaltung der Körner, oder durch direkte Ausbildung der Flächen von (110); daneben können auch buchtige und siebartig durchbrochene Individuen angetroffen werden. Andeutungen von paralleler Lage und entsprechender optischer Orientierung der Hornblende sind nicht allzu selten. In manchen Hornblendeaugitgneißen erscheint sie in Verbindung mit Augit und zwar so, daß ein Augitkorn zum Teil durch Hornblende ersetzt ist, was wohl als ein Übergang von Augit in Hornblende gedeutet werden darf. Das Stabilitätsfeld der Hornblende ist in kristallinen Schiefern nach vielen Beobachtungen ein bedeutend größeres, als das des Augites, welcher nur in der tieferen Zone existenzfähig bleibt, in der mittleren aber stets durch Hornblende ersetzt wird. Die von Augitgneißen ableitbaren Hornblendeaugitgneiße dürften daher wohl als Übergangsglieder zwischen der untersten und mittleren Zone anzusehen sein. — Der Augit ist meist ein monokliner Pyroxen von bräunlicher oder grünlicher Farbe mit kaum merklichem Pleochroismus; auch farblose Körner können getroffen werden. Den übrigen optischen Eigenschaften nach gehört er zum gewöhnlichen Augit oder zum Diopsid, selten zum Diallag. In einzelnen Pyroxengneißen des sächsischen Granulitgebirges (Hypersthengneiß, Gasfabrik, Penig in Sachsen) erscheint neben dem braunen, gewöhnlichen Augut rötlicher Hypersthen in wechselnder Menge. Der Augit gleicht in der Formentwicklung der Hornblende; nur sind die prismatischen Körner stumpfer und erscheinen oft ganz isometrisch; parallele Lage und Orientierung seiner Individuen kommt sehr selten vor. Der Augit ist meist einschlußarm; Siebstruktur wird nur vereinzelt an ihm beobachtet. In manchen Pyroxengneißen („Trappgranuliten“) des sächsischen Granulitgebirges erscheinen an ihm auffallende zentrische Bildungen: Ein kompaktes Pyroxenkorn wird von Stengelchen desselben Minerals aureolenartig umgeben. — Granat ist besonders in Pyroxengneißen immer gegenwärtig. Seine chemische Natur ist nicht aufgeklärt, da er aber meist von rotbrauner oder trübroter Farbe ist, dürfte er dem gewöhnlichen Granat angehören. In seinen Formen bewährt sich auch hier wieder die große Kristallisationskraft durch die häufige Ausbildung von (110); doch sind auch rundliche Körner nicht selten. An Einschlüssen kann er arm oder reich sein; skelettartige Formen sind immerhin selten. Durch beträchtliche Anreicherung von Granaten werden Übergangsformen nach der II. Gruppe erzeugt.

Die im Felde und am Handstück oft gut wahrnehmbare grobschieferige Textur der Kata-Plagioklasgneiße wird unter dem Mikroskop meist nur noch an Glimmer- und Hornblendegneißen

beobachtet, wo sie durch eine teilweise Orientierung der Glimmer und Hornblenden, sowie zuweilen durch eine abwechselnde Anreicherung dunkler und heller Komponenten in annähernd parallelen Zügen zum Ausdruck gelangen; Augitgneiße erscheinen fast durchgehends massig.

Unter den Strukturformen überwiegt bei weitem die granoblastische, wie denn besonders die Augitgneiße manchmal hornfelsartig werden können. In das recht wenig variierende Strukturbild bringen für Augitgneiße und Hornblendegneiße die zentrischen Bildungen oder die Siebstrukturen zuweilen etwas Wechsel. Die kristalloblastische Reihe dürfte sein: Titanit, Rutil, Granat — Hornblende, Augit — Magnetit, Biotit — Feldspäte — Quarz.

Ausgedehntere Vorkommnisse der Kata-Plagioklasgneiße sind wohl kaum bekannt. Verbunden mit den Katagneißen der I. Gruppe findet man sie im tieferen Grundgebirge von Schweden, Kanada auch in deutschen Mittelgebirgen, im Waldviertel, oder sie erscheinen in Verbindung mit hochkristallin gewordenen karbonatischen Sedimenten und Tonerdesilikatgneißen, z. B. im Schwarzwald, Waldviertel (Dürnstein an der Donau). Letzteres gilt besonders für die Augitgneiße, unter welchen in diesem Falle Übergänge nach der Gruppe der Kalksilikatgesteine vorkommen (Rohrbach, Furtwangen, Schwarzwald; Alvito in Alemtejo, Portugal).

Nach ihrem Mineralbestand gliedern sich Kata-Plagioklasgneiße petrographisch in:

a) Die Familie der Kata-Biotitplagioklasgneiße, Kata-Hornblendeplagioklasgneiße und Augitplagioklasgneiße, die zwischen sich wieder Verbindungsglieder aufweisen.

b) Die Familie der Biotit-, Hornblende- oder Augitarmen Kata-Plagioklasgneiße.

a) DIE FAMILIE DER **KATA-BIOTIT-, HORNBLENDEPLAGIOKLASGNEISSE** UND **AUGITPLAGIOKLASGNEISSE.**

Kata-Biotitplagioklasgneiße sind rein wohl selten zu finden; in der Regel wird der Biotit von einer größeren oder geringeren Menge Hornblende begleitet. Biotit und Hornblende markieren meist schwach die Schieferungsebene; doch kommen auch massige, hornfelsartige Formen vor. Von den entsprechenden Gesteinen der I. Gruppe unterscheiden sie sich nur durch das Über-

wiegen des Plagioklases über den Orthoklas, und das reichere Vorhandensein von dunklen Komponenten, Erzen und Titanmineralien. Sillimanit und Cordierit werden vereinzelt neben Granat getroffen. Spezielle Fundorte sind bekannt aus dem Schwarzwald (einzelne Renchgneiße und Schapbachgneiße), aus dem Waldviertel, aus Schweden und Nordamerika. — Kata-Hornblendeplagioklasgneiße sind ebenfalls massige oder schieferige Gesteine mit reichlichem, oder auch zurücktretendem Quarz, viel saurem Plagioklas, der fast immer von Orthoklas begleitet ist und braungrüner Hornblende. Biotit fehlt selten ganz; nur wenn Augit zur Hornblende tritt, pflegt er zu verschwinden. Titanmineralien, besonders Titanit in schönen Rhomben, und auch Ilmenit, sind noch reichlicher vorhanden, als in den glimmerführenden Formen; durch das Zurücktreten des Quarzes und Anreicherung von Hornblenden können diese Gesteine in gewisse Amphibolite übergehen (Schwarzwald, Waldviertel [Tafel VI Fig. 2]), wie vorher. — Augitplagioklasgneiße sind fast stets massige, grünlichgraue oder braungraue, fein- bis grobkörnige Gesteine, in denen Quarz meist sehr zurücktritt. Hornblende und Augit erscheinen oft nebeneinander und dürfte erstere dann meist aus letzterem hervorgegangen sein; Granat ist vielfach reichlich vorhanden. Die Verteilung der Hauptkomponenten ist im Gesteinsbild meist eine außerordentlich regelmäßige (Tafel VI Fig. 1); vereinzelt aber treten die drei Mineralarten auch in Schlieren angereichert auf. — Die sedimentogenen Augitgneiße haben Hornfelscharakter und leiten durch Gehalt an Karbonat, Skapolith, Vesuvian, Wollastonit usw. gern hinüber zu Gliedern der Kalksilikatgruppe. — Als Verbreitungsgebiet sind zu nennen: sächsisches Granulitgebirge, Vogesen, Schwarzwald, Schweden, Portugal, Kanada.

b) DIE BIOTIT-, HORNBLENDE- UND AUGITARMEN KATA-PLAGIOKLASGNEISSE.

Sie unterscheiden sich von den Gliedern der vorigen Familie, mit denen sie als seltenere Vorkommnisse verbunden sind, nur durch das Zurücktreten der dunklen Gemengteile, wie sie auch den aplitischen Modalitäten quarzdioritischer Magmen entsprechen. Reichlicher Plagioklas, Orthoklas und Quarz neben Granat, in durchaus granoblastischem Gefüge, bilden den wesentlichen Mineralbestand dieser Gesteine.

2. ORDNUNG DER **MESO-KALKNATRONFELDSPAT-GNEISSE** („MESO-PLAGIOKLASGNEISSE").

(Mittlere Zone.)

Mineralbestand: Hauptgemengteile: Quarz — saure Plagioklase neben Zoisit und Epidot (untergeordnet Orthoklas, Perthit, Antiperthit) — Biotit (Muscovit), Hornblende.

Nebengemengteile: Apatit, Magnetit, Ilmenit, Rutil, Titanit, Zirkon.

Übergemengteile: Granat, Staurolith — Turmalin, Graphitoid, Calcit.

Textur: Schieferig, flaserig, gestreckt.

Struktur: Homöoblastisch (grano- bis lepidoblastisch), poikiloblastisch, porphyroblastisch, auch schwach blastogranitisch.

Die Gesteine der 2. Ordnung sind fein- bis grobkörnig, selten dicht, dabei ausgesprochen schieferig oder auch lenticular gefügt. Meist ist die Struktur homöoblastisch; nur für eine hierhergehörende Gesteinsgruppe („Garbenamphibolite") fällt eine eigentümliche, später zu beschreibende porphyroblastische Struktur besonders in die Augen. Von den Hauptgemengteilen erkennt das unbewaffnete Auge meist Quarz, Feldspat, Hornblende und Glimmer, von den Nebengemengteilen zuweilen Titanit, von den Übergemengteilen recht häufig Granat.

Der Quarz unterscheidet sich von dem der Meso-Orthoklasgneiße und ihrer Verwandten dadurch, daß er weniger häufig kataklastischen Charakter besitzt, vielmehr in rundlichen oder buchtigen, auch verzahnten Körnern auftritt, in der erstgenannten Form gern von Hornblende und auch von Plagioklas reichlich durchspickt. Die Korngröße kann in einem und demselben Schliff, im Gegensatz zum gleichmäßig gekörnten Quarz der vorigen Gruppe, stark wechseln. Anreicherung in Streifen oder Linsen ist recht häufig, was zum Teil die Paralleltextur dieser Gesteine hervorruft. — Die Plagioklase dieser Mesogesteine zeigen, wie in der I. Gruppe, weniger regelmäßige Streifung; in ihren Formen ähneln sie dem Quarz. Sehr oft läßt sich Entmischung beobachten, sei es durch parasitäre Bildung büschelig angeordneter Zoisite (Tafel VI Fig. 3) („Zoisitbesen") im Plagioklas, sei es, daß die Zerfällung in Albit-, Zoisit-, Epidotkörner und Quarz schon den größten Teil der Plagioklase betroffen hat. Auch antiperthitische Entmischung saurer Plagioklase kommt vor. — Der Kalifeldspat, öfter als Mikroklin erscheinend, wird, wie in Meso-Orthoklasgneißen, zum Teil durch Muscovit und Quarz ersetzt; in den Formen gleicht er dem Plagioklas. Linsenförmige Aggregate, von Glimmern und Hornblenden umwachsen, können

aus beiderlei Feldspäten bestehen. — Die bläulichgrüne oder bräunlichgrüne Hornblende unterscheidet sich von derjenigen der ersten Ordnung dieser Gruppe in manchen Gesteinsvarietäten gar nicht der Form nach, sondern nur durch die ausgesprochene parallele Anordnung; in andern aber treten seitlich gut begrenzte, spießig geformte Individuen auf, wie sie der ersten Ordnung ganz fehlen. Dabei ist auffallend, daß nicht nur Längsschnitte starke Entwicklung nach einer Richtung zeigen, sondern daß auch Querschnitte parallel der Orthoachse stark gestreckt sind (Tafel VI Fig. 5). Skelettartige Bildungen infolge von Durchspickung mit Quarz und Feldspat sind in gewissen hierher gehörenden Varietäten recht häufig und veranlassen typische poikiloblastische Strukturen. Die Hornblende ist in diesem Falle Porphyroblast und kann im Verhältnis zu den Komponenten des Grundgewebes eine ganz außerordentliche Größe gewinnen; gern aggregieren sich solche Porphyroblaste zu garbenähnlichen Bündeln („Hornblendegarbenschiefer"). Zonarer Bau der Hornblenden mit hellerer, stärker doppelbrechender Randzone ist keine seltene Erscheinung. — Von den Glimmern überwiegen der braune oder grüne Biotit, der auch neben der Hornblende porphyroblastisch, und ähnlich wie sie, siebartig von hellen Komponenten durchsetzt erscheint, während in solchen Gesteinen kleinere Schuppen helleren Glimmers oft Anteil am Grundgewebe haben. Übergänge der Hornblende in Biotit sind recht häufig. In homöoblastischen Varietäten kommen Biotit und Muscovit oft verbunden vor, die Schieferungsebene markierend, oder die Quarzfeldspatlinsen umziehend. In ihren Formen und dem Verhalten gleichen sie den Glimmern der Meso-Orthoklasgneiße. — Granat und Staurolith treten gerne, aber durchaus nicht immer, porphyroblastisch auf. Ihre Erscheinungsweise ist dann dieselbe, wie in den porphyroblastischen Mesogesteinen der II. Gruppe, zu welchen sie durch Anreicherung hinüberleiten.

Die Textur der hierher gehörenden Gesteine ist auch mikroskopisch eine gute Paralleltextur durch die gleiche Lage der Glimmerblättchen und Hornblendesäulchen, sowie durch streifen- und linsenförmige Anordnung der farblosen Komponenten. Die Schieferung hat meist deutlich den Charakter der Kristallisationsschieferung, noch wesentlich mehr, als bei den Mesogesteinen der I. Gruppe, wenn auch in manchen Typen eruptiver Herkunft keineswegs zu verkennen ist, daß Quarzfeldspatstreifen und -linsen wohl durch mechanische Beeinflussung und nachträgliche Ausheilung entstanden sind.

Die Struktur der Gesteine dieser Ordnung ist meist granoblastisch mit schwacher lepidoblastischer oder nematoblastischer Tendenz. Recht häufig macht sich ein verzahntes Ineinandergreifen der gebuchteten Quarz- und Feldspatkörner geltend. Kataklastische Strukturen fehlen nicht ganz, sind aber meist ziemlich verwischt. Siebstrukturen kommen an Feldspäten und Hornblenden vor, an letzteren in manchen Varietäten so durchgehends, daß poikilo-

blastische Struktur im Gestein vorwiegt. Die porphyroblastischen Varietäten besitzen in der Regel ein grano- bis nematoblastisches Grundgewebe mit großen „Einsprenglingen“ von Hornblende, Granat, auch Biotit und vereinzelt Staurolith, welche hier wiederum an Hand der Einschlüsse von der Schieferung durchsetzt werden. Die kristalloblastische Reihe der Ordnung dürfte lauten: Rutil, Titanit, Granat — Hornblende, Staurolith — Epidot, Glimmer, Erze — Feldspat, Quarz — Calcit.

Die Mesogesteine der III. Gruppe lassen sich nach ihrem Mineralbestand weiter gliedern in:

a) Die Familie der Meso-Plagioklasgneiße, die als Glimmer- oder Hornblendegneiße ausgebildet sein können.
b) Die Familie der Glimmer- resp. Hornblendearmen Meso-Plagioklasgneiße.
c) Die Familie der Hornblendegarbenschiefer, mit quarzitischem, muscovitischem, bei Übergängen zu den Epigesteinen auch mit chloritischem Grundgewebe.

Alle Familien können Granat-, Staurolith- oder Disthen-führend sein.

a) DIE FAMILIE DER **MESO-PLAGIOKLASGNEISSE.**

Sie gleichen in ihrem makroskopischen Habitus den analogen Meso-Orthoklasgneißen, nur begleitet hier, besonders in Eruptivderivaten, Hornblende bis zum Verdrängen die Glimmer und ist der Feldspat überwiegend Plagioklas. Die dort vorkommenden Formen von Schieferung (eben, schuppig, flaserig) finden sich auch hier wieder; eigentliche „Augengneiße“ scheinen zu fehlen. Die Meso-Plagioklasgneiße sind fast durchwegs homöoblastisch, mit Vorherrschen der granoblastischen Strukturformen. Kataklastische Spuren erscheinen an Quarz und Feldspat; doch sind sie selten so deutlich, daß sie das Strukturbild bestimmen könnten und gehören nur den Massengesteinsderivaten an. Die alte granitische Massengesteinsstruktur läßt sich hie und da noch in verwischten Zügen erkennen. Besonders in den hieher zu zählenden Glimmerhornblendegneißen („Tonalitgneißen“) ist der Plagioklas ganz von „Zoisitbesen“ erfüllt. — Sedimentogene Gesteine dieser Familie zeigen selten eine Spur von Kataklase, sondern meist die ausgebildetste Kristallisationsschieferung; bei ihnen ist auch an Stelle des Plagioklases vielfach Albit und Epidot vor-

handen, zuweilen verbunden mit etwas Calcit (Tafel VI Fig. 4). Als dunkle Gemengteile führen sie oftmals nur Glimmer, meist braunen Biotit, begleitet von mehr oder weniger Muscovit. — Die Meso-Plagioklasgneiße erscheinen oft in Verbindung mit den Meso-Orthoklasgneißen, meist in kleineren Vorkommnissen in den Alpen (Simplontunnel, Bérisal im Wallis, Engelwand im Oetztal, Raffeinertobel bei Meran), in deutschen Mittelgebirgen, im Waldviertel, in Skandinavien, Finnland. Auch in Gesellschaft von Amphiboliten kommen sie vor und sind durch Übergänge mit ihnen verbunden.

b) DIE FAMILIE DER **GLIMMER- UND HORNBLENDEARMEN MESO-PLAGIOKLASGNEISSE.**

Solche sind, wie die analogen Gesteine der tiefsten Zone, wenig bekannt und scheinen auch nur vereinzelt in Verbindung mit den vorigen aufzutreten, deren leukokrate Facies sie darstellen müssen. Sie unterscheiden sich von ihnen nur durch das Zurücktreten der dunklen Komponenten und gehören im allgemeinen zu den Massengesteinsderivaten. Auch ein im Unterengadin am Piz Cotschen anstehendes granulitähnliches Gestein, das aus Quarz, Albit, Zoisit und Granat besteht, mit deutlicher Parallelität der Zoisitstengelchen, mag hierhergezählt werden.

c) DIE FAMILIE DER **HORNBLENDEGARBENSCHIEFER.**

Es sind eigenartig porphyroblastisch struierte Gesteine, bei welchen die großen langstengeligen Hornblende-„Einsprenglinge“ mehr oder weniger ausgesprochen zu garbenähnlichen Büscheln zusammentreten (Tafel VI Fig. 5). Diese Büschel liegen in der Regel in der Schieferungsebene, in ihr jedoch kreuz und quer. Doch ist es gar nicht selten, daß einzelne von ihnen, oder auch nur ein großes Hornblendeindividum, sich quer zur Schieferungsebene stellen. Als seltenere Porphyroblasten treten Granat und Biotit zur Hornblende. Reichern sie sich an und ersetzen sie mehr und mehr die Hornblende, so entstehen Übergänge nach Granat-Glimmerschiefern der II. Gruppe. Solche Übergänge sind dann durch das Vorhandensein von viel hellem Glimmer im Grundgewebe bezeichnet, auch durch die Gegenwart von Staurolith oder Disthen. — Das Grundgewebe ist bei den eigentlichen Garbenschiefern ein quarzitisches, das durch Beimengung von mehr oder weniger Albit, Epidot und Biotit oder Muscovit variieren

kann; in Übergangsformen zur obersten Zone tritt an Stelle des Glimmers reichlich Chlorit. Darnach lassen sich diese Garbenschiefer gruppieren in solche mit quarzitischem, oder muscovitischem, oder chloritischem Grundgewebe. — Sie gehören vorzüglich den Alpen an und erreichen z. B. am Südabhang des St. Gotthards (Tremola, Sasso rosso) eine unglaubliche Mannigfaltigkeit in der Ausbildungsweise. Andere Gebiete liegen in der Umgebung des Geißbergferners, in den Seeberalpen, und in der Greiner Scholle in Tirol. Zweifellos sind es sedimentogene Gesteine; dafür spricht neben ihrer Lagerung und ihrem Chemismus der große, an schichtartiges Streichen gebundene Gesteinswechsel zwischen hornblende-, quarz-, glimmer- und granatreichen Formen.

3. ORDNUNG DER **EPIDOT-ALBITGNEISSE** UND **EPIDOTPHYLLITE.**

(Oberste Zone.)

Mineralbestand: Hauptgemengteile: Quarz — Albit (andere Feldspate nur als Relikte), Zoisit, Epidot — Chlorit, Sericit, untergeordnet Hornblende.

Nebengemengteile: Magnetit, Hämatit, Ilmenit, Rutil, Titanit, Pyrit, Apatit, Zirkon.

Übergemengteile: Granat (Staurolith) — Calcit, Kohle.

Textur: Schieferig, gestreckt, helicitisch.

Struktur: Fein grano- und lepidoblastisch, porphyroblastisch, neben verschiedenen Relikt- und Kataklasstrukturen.

Die Epigesteine der III. Gruppe sind meist graue oder grünliche, fein- bis mittelkörnige Schiefer, welche von ihren Hauptgemengteilen makroskopisch oft noch Quarz, Feldspat, Chlorit und auch Sericit erkennen lassen, von ihren Strukturen besonders die porphyroblastischen und kataklastischen Modalitäten. Die Schieferung kann grob sein, geht aber auch bis zur Dünnblätterigkeit.

Unter dem Mikroskop bieten Quarz und Albit, sowie die Reliktfeldspäte dieselben Bilder, wie in den Epigesteinen der I. Gruppe und kann auf das dort Mitgeteilte verwiesen werden; dasselbe gilt von Chlorit und Sericit, welch letzterer nur an Menge etwas zurücktritt. Der Kalkgehalt dieser Gesteine geht entweder in Epidot und Zoisit, oder auch in Calcit über. Die erstgenannte Komponente erscheint in kleineren oder größeren, beliebig geformten, oder

gern etwas länglichen Körnern, an welchen nur selten Flächen aus der Orthozone beobachtet werden können. Sie kann als parasitäres Mineral Plagioklase durchsetzen, oder selbständig auftreten neben Quarz und Albit; zuweilen übernimmt sie durch parallele Lage der länglichen Individuen die Markierung der Schieferungsebene. Ist der Epidot aus Biotit oder Hornblende entstanden, in deren Gesellschaft er also noch erscheint, so zeigt er gerne die sogenannte „Insekteneier“-form. — Der Zoisit besitzt dieselbe Ausbildungsweise wie der Epidot und ist überhaupt in den hier zu besprechenden Gesteinen angesichts des wechselnden Eisengehaltes der Epidote oft schwer von solchen zu unterscheiden. — Calcit entwickelt nur selten Kristallformen, immer dagegen deutliche Zwillinge nach (01$\bar{1}$2); gelegentlich ist er der alleinige Träger des Kalkgehaltes. — Der braunrote Granat ist, außer vielleicht noch Staurolith, der einzige Gemengteil, der in dem Gesteine dieser Ordnung als Porphyroblast auftritt; er ist alsdann gewöhnlich gut kristallographisch entwickelt und beherbergt reichliche Einschlüsse der übrigen Komponenten, die ihn parallel der Schieferungsebene durchsetzen, oder aber auch umschmiegen können.

Die Textur dieser Gesteine kann durch orientierte Anordnung der blätterigen und stengeligen Komponenten eine streng parallele werden; auch feine, schön entwickelte Fältelung wird getroffen, die gelegentlich noch durch Kohle besonders markiert erscheint. Die mehr kataklastischen Gesteinsformen zeigen gerne etwas lenticulare und fein gestreifte Texturen, die durch Linsen und Streifen zerdrückter Feldspäte und durch schlierige Anordnung von neu gebildetem Sericit, Chlorit und Epidot erzeugt werden.

Auch in den Strukturen wiederholen sich die Verhältnisse, wie sie für die Epigesteine der I. und II. Gruppe mitgeteilt wurden; doch wird durch die Anwesenheit von körnigen Epidoten und Calciten bei zurücktretendem Sericit das granoblastische Gefüge etwas stärker sich geltend machen. Die kataklastischen Modalitäten zeigen dieselben Erscheinungen, wie in der analogen Abteilung der I. Gruppe; doch tritt im Gesteinsbild der Plagioklase halber die Epidotisierung stärker hervor; Glimmer und Hornblende sind bald zerbrochen, bald epidotisiert und chloritisiert. Für die normalen Epi-Schiefer der Ordnung kann folgende kristalloblastische Reihe angegeben werden: Titanit, Rutil, Granat, Pyrit — Erze, Hornblende, Epidot — Zoisit, Calcit — Glimmer — Chlorit — Albit — Quarz.

Nach dem Mineralbestand können als besondere Abteilungen unterschieden werden:

a) Die Familie der Epidot-Albitgneiße (mit oder ohne Chlorit).

b) Die Familie der Epidotphyllite (und kalkhaltige Phyllite).
Dazu als kataklastischer Anhang: Die Epi-Plagioklasgneiße.

a) DIE FAMILIE DER **EPIDOT-ALBITGNEISSE.**

Es sind meist feinkörnige, gut geschieferte Gneiße, welche wesentlich aus einem granoblastischen Gewebe von rundlichen oder länglichen Quarz-, Albit- und Epidotkörnern bestehen, mit Sericit als blätterigem Gemengteil, wozu gewöhnlich noch Calcit und Erze hinzutreten (Lourtier im Val de Bagne, Wallis). Die chloritführenden Formen derselben entsprechen den normalen Meso-Plagioklasgneißen der mittleren Zone, die chloritfreien oder -armen den biotit- oder hornblendearmen Abarten derselben. — Sedimentogene Varietäten zeigen das regelmäßige und gleichmäßige Gefüge, das auch die vollständig umkristallisierten, von Sedimenten abstammenden Typen in den analogen Ordnungen der zwei ersten Gruppen auszeichnet. In zugehörigen Massengesteinsderivaten ist der Plagioklas fast vollständig in Epidot, Albit und Quarz umgewandelt, Biotit, und zum Teil auch die Hornblende, in Chlorit übergegangen, gelegentlich unter Neubildung von Granat. Man beobachtet an ihnen oft noch Reliktstrukturen und am Quarz Spuren von Kataklase; durch Vorherrschen der letzteren, auch an andern Komponenten, ergeben sich dann die Epi-Plagioklasgneiße.

b) DIE FAMILIE DER **EPIDOTPHYLLITE.**

Sie unterscheiden sich von den Gesteinen der vorigen Familie durch das Zurücktreten des Albites, der zum Übergemengteil heruntersinkt. Nach Struktur und Textur gleichen sie den Phylliten der II. Gruppe, besonders in den durch den Eintritt von Granatkristallen erzeugten, porphyroblastischen Formen; indessen bleibt hier das Grundgewebe wieder eher granoblastisch als lepidoblastisch, angesichts des gegenüber Sericit reichlicherem Epidot und Calcit.

Die Repräsentanten dieser beiden Familien sind in ihrem Vorkommen mit den analogen Gesteinen der beiden ersten Gruppen enge verknüpft; sie bilden in ihnen meist nur kleine Einlagerungen. Sedimentogene Typen von diesem Chemismus dürften selten sein; eruptive Derivate treten naturgemäß in innigste Verbindung mit den kataklastischen Formen der Epi-Plagioklasgneiße, die ihrerseits

oft sich wieder anlehnen an die zuständigen Mesogesteine, als deren Randzonen sie erscheinen. In stark mechanisch beeinflußten, nicht tief abgesunkenen Gebirgsteilen mögen sie auch selbständig auftreten.

Epi-Plagioklasgneiße.

Sie gleichen den Epi-Orthoklasgneißen in sehr weitgehendem Maße; doch treten an Stelle zertrümmerter und sericitisierter Kalifeldspäte hier vorwiegend epidotisierte Plagioklase (Tafel VI Fig. 6). Die größere Sprödigkeit der Epidote und der Eintritt von zerbrochenen Hornblenden an Stelle des Glimmers verhindern hier leicht eine ausgesprochene Flaserbildung; Calcit erscheint gern als Nebenprodukt der Epidotisierung. Lokalitäten: Heinrichsberg (Spessart), Ameisenberg (Erzgebirge), „Urserengneiß" beim Urnerloch (Uri).

* * *

Als Beispiele für die chemische Zusammensetzung der Gesteine der III. Gruppe mögen folgende zwölf Analysen gelten (vergl. S. 76/77):

Tiefste Zone: 1. Ordnung.

1. Augitplagioklasgneiß, zwischen Tannenberg und Ober-Crossen, Sachsen; R. E. S. 503, 2.
2. Augitplagioklasgneiß, westlich vom Gehöft „Carmo Velho", Alemtejo Portugal; Rosenb. Studien im Gneißgebiet des Schwarzwaldes.
3. Augitplagioklasgneiß, östliches Tal von La Hingrie, Vogesen; J. Roth, Tabelle der Analysen kristalliner Schiefer 11.
4. Kata-Hornblendeplagioklasgneiß, Dürnstein, niederösterreichisches Waldviertel.

Mittlere Zone: 2. Ordnung.

5. Hornblendeplagioklasgneiß, Biotit führend, north Fork of Mokelumne River, Clarke, Anal. of rocks, S. 233 E.
6. Meso-Hornblendeplagioklasgneiß, Biotit führend („Tonalitgneiß"), Engelwand, Oetztal, Tirol.
7. Meso-Biotitplagioklasgneiß, Simplontunnel, 4450 m vom NW.-Portal.
8. Meso-Biotitplagioklasgneiß, sedimentogen, Bérisal, Simplonstraße, Oberwallis.
9. Hornblendegarbenschiefer mit quarzitischem Grundgewebe, Sasso rosso, Airolo.

Oberste Zone: 3. Ordnung.

10. Kalkhaltiger Phyllit, Tarasp.
11. Epi-Hornblendeplagioklasgneiß, South Leverett, Clarke, Anal. of rocks, S. 38 F.
12. Epi-Hornblendeplagioklasgneiß, Kyffhäuser; R. E. S. 501, 2.

○ Gruppenmittel.

Nummer	1	2	3	4	5	6
Analysen						
SiO_2	60,47	62,57	56,44	49,47	57,41	63,41
TiO_2	—	1,04	0,62	1,62	1,04	0,58
					P_2O_5 0,24	
Al_2O_3 . . .	14,58	16,89	14,37	19,24	17,71	17,45
Fe_2O_3 . . .	10,67	—	1,02	1,43	2,16	0,92
FeO		1,45	4,68	5,06	5,01	2,62
CaO	6,75	11,71	13,15	9,20	6,73	5,80
MgO	3,80	2,79	3,70	6,66	3,38	2,42
K_2O	2,29	0,34	1,23	1,97	1,82	1,74
Na_2O . . .	1,21	3,26	4,30	4,07	3,12	3,58
					MnO 0,15	
					SrO 0,04	
					BaO 0,09	
					NiO 0,02	
H_2O unter 110°	—	2,24	0,47	0,09	0,20	0,15
H_2O über 110°	—			0,98	1,14	1,04
Summe	99,77	99,99	99,98	99,77	100,26	99,71
Spez. Gew.	—	2,78	—			2,80
Molekularprozente						
SiO_2	65,3	67,1	60,3	54,9	63,9	69,9
Al_2O_3 . . .	9,2	10,5	8,9	12,3	11,5	11,2
FeO	8,6	1,3	4,9	5,7	6,5	3,2
CaO	7,8	13,0	14,9	10,6	8,0	6,8
MgO	6,1	4,5	5,8	10,9	5,5	3,9
K_2O	1,6	0,3	0,8	1,3	1,3	1,2
Na_2O . . .	1,4	3,3	4,4	4,3	3,3	3,8
Summe	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Gruppenwerte						
S	65,3	67,1	60,2	54,9	63,9	69,9
A	3,0	3,6	5,2	5,6	4,6	5,0
C	6,2	6,9	3,7	6,6	6,9	6,2
F	16,3	11,9	21,9	20,5	13,1	7,7
M	1,6	6,1	11,2	4,0	1,1	0,6
T	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
K	1,4	1,4	1,0	0,8	1,2	1,4
Projektionswerte nach Osann						
a	2,5	3,5	3,5	3,5	4,0	5,5
c	5,0	6,0	2,5	4,0	6,0	6,5
f	12,5	10,5	14,0	12,5	10,0	8,0

Nummer	7	8	9	10	11	12
Analysen						
SiO_2	64,70	62,18	55,92	55,32	55,51	54,80
TiO_2	1,06	0,60	1,29	0,71	0,91	0,84
Al_2O_3 . . .	16,21	17,10	18,00	15,38	16,51	18,16
Fe_2O_3 . . .	3,64	1,81	2,07	1,50	1,68	2,34
FeO	3,01	1,54	5,14	3,66	4,57	5,47
CaO	4,44	4,91	5,01	7,44	6,73	8,05
MgO	0,86	2,92	3,92	2,19	6,73	4,95
K_2O	2,32	3,77	1,99	2,93	2,46	1,48
Na_2O . . .	2,38	2,78	5,17	1,77 C 1,75 CO_2 5,37	3,19	3,59
H_2O unter 110°	0,10	—	0,06	0,16	1,53	1,24
H_2O über 110°	1,22	2,10	1,74	1,75	P_2O_5 0,17	P_2O_5 0,14
Summe	99,94	99,71	100,25	100,03	99,99	101,06
Spez. Gew.	2,82	2,80	2,86	2,85	—	2,84
Molekularprozente						
SiO_2	72,6	69,5	62,5	66,5	60,5	59,6
Al_2O_3 . . .	10,6	11,3	11,8	10,7	10,4	11,5
FeO	5,9	2,9	6,4	5,0	5,4	6,9
CaO	5,3	5,6	6,0	9,5	7,7	9,2
MgO	1,4	5,1	6,5	3,9	10,8	8,0
K_2O	1,6	2,6	1,3	2,3	1,8	1,2
Na_2O . . .	2.6	3.0	5.5	2.1	3,4	3,6
Summe	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Gruppenwerte						
S	72,6	69,5	62,5	66,5	60,5	59,6
A	4,2	5,6	6,8	4,4	5,2	4,8
C	5,3	5,6	5,0	6,3	5,2	6,7
F	7,3	8,1	13,9	12,1	18,7	17,4
M	0,0	0,2	1,0	3,2	2,5	2,5
T	1,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
K	1,7	1,1	1,0	1,3	1,0	1,0
Projektionswerte nach Osann						
a	5,0	6,0	5,5	4,0	3,5	3,5
c	7,0	6,0	4,5	5,5	3,5	5,0
f	8,0	8,0	10,0	10,5	13,0	11,5

Die Analysen 8, 9 und 10 betreffen Gesteine, die sich von Sedimenten ableiten; alle übrigen sind wahrscheinlich Eruptivderivate; aber auch die ersteren fügen sich nach Gesteinsformel und Projektion sehr gut in den durch den quarzdioritischen Chemismus gegebenen Rahmen der Gruppe ein. — Die Unterschiede gegenüber der I. Gruppe werden im Projektionsbilde dadurch veranschaulicht, daß das Gruppenfeld mehr nach oben

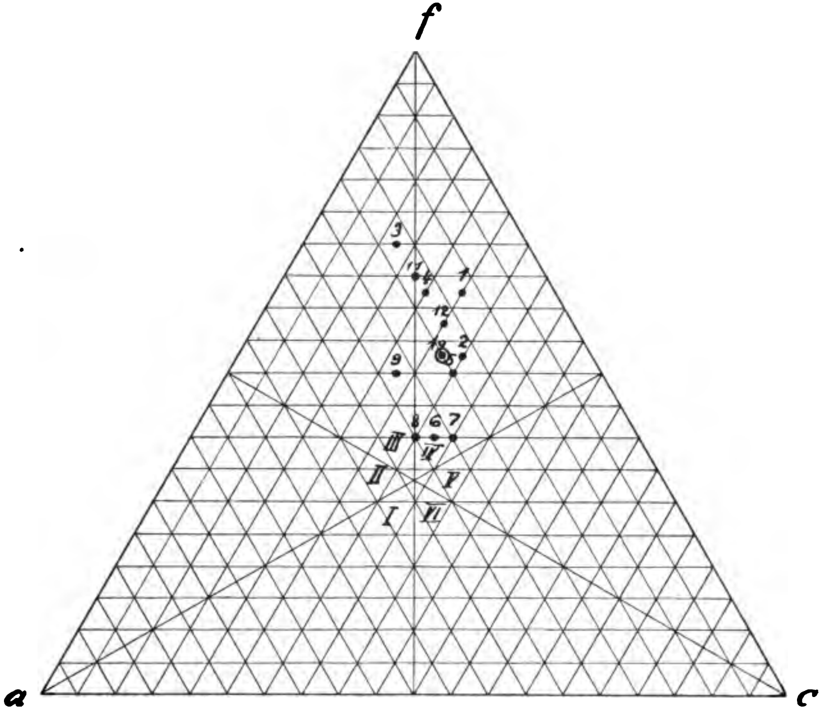


Fig. 3 Projektion nach Osann

gegen den f-Pol rückt, infolge des wachsenden Gehaltes an MgO und FeO. Die Lage rechts von den Feldern der beiden vorhergehenden Gruppen drückt den größeren Gehalt an mit Tonerde verbundenem Kalk aus, d. h. den die Gruppe wesentlich charakterisierenden Plagioklasreichtum. — Die Analyse 2 stellt durch ihren geringen Kieselsäuregehalt einen Übergang zur IV. Gruppe dar. Alle übrigen Merkmale, besonders das Kalk- und Alkaliverhältnis, stimmen aber noch sehr gut mit den Werten der III. Gruppe überein, wie die Lage des Projektionspunktes zeigt. In der Tat

ist dieser Kata-Hornblendeplagioklasgneiß in der Natur auch mit Plagioklasamphiboliten der IV. Gruppe verknüpft. — Punkt 6 der Projektion entspricht einem „Tonalitgneiß" des Oetztales, einem für die 2. Ordnung der Gruppe sehr bedeutungsvollen Gesteinstypus. Von Nr. 5 war nur Analyse und Angabe des Mineralbestandes gegeben; da letzterer sowohl einem Plagioklasgneiß der untersten als auch der mittleren Zone angehören kann, bleibt seine Zugehörigkeit zur 1. oder 2. Ordnung der Gruppe unentschieden. Weil er aber chemisch ebenfalls den wichtigen Typus der Tonalitderivate repräsentiert, wurde er bei der Auslese doch berücksichtigt.

IV. GRUPPE.

EKLOGITE UND AMPHIBOLITE.

Gruppen-Mittelwerte: **S=53 A=3,9 F=29,9 T=0. K=0,8 C=5,8 M=6,9.** **Projektionswerte** (nach Osann): a_2 c_3 f_{15}.

Die IV. Gruppe schließt sich chemisch insofern an die III. an, als ihre Eigenschaften auf einem Weiterschreiten des dort angebahnten Weges beruhen. Der Gehalt an Kieselsäure ist noch mehr gesunken (S = 60 — 45 Mol. Prozente), und reicht gewöhnlich nicht mehr aus, um die Metalloxyde zu sättigen; K ist daher meist < 1 und schwankt zwischen 0,7 und 1,0. Auch die Summe der Alkalien, die hier wieder ganz mit Tonerde gesättigt werden können, hat noch weiter abgenommen (A = 3 — 5), wobei besonders K_2O mit wenig Ausnahmen ganz geringfügig geworden ist. Der Kalkgehalt dagegen ist bedeutend gestiegen (C = 5 — 15) und stets ist $C > A$. Nach Abzug der an Alkali gebundenen Tonerde reicht der Rest der letzteren gewöhnlich nicht aus zur Bindung des Kalkes, so daß ein größerer Posten desselben noch zu F geschlagen werden muß. M ist daher im Vergleich zur II. Gruppe noch gewachsen, T immer gleich O. Auch MgO und FeO erfahren eine reichliche Zunahme, die in dem hohen Wert von F (= 20 — 40) ihren Ausdruck findet. Eine Ausnahme hiervon machen die hellen Schlieren zu vergleichenden Vorkommnisse, welche arm an dunklen Gemengteilen sind; bei diesen hat nur der Kalk eine starke Bereicherung erfahren, während F unter dem Mittelwerte bleibt. — Unterscheidend für die IV. Gruppe gegenüber den vorhergehenden ist somit der geringe Kieselsäuregehalt und das Sinken des Wertes von K unter 1, neben der geringen Bedeutung der Alkalien, und der wachsenden von C und F. — Dieser Chemismus ist dem gabbroider und basisch-dioritischer Magmen vergleichbar; doch tragen auch einige sedimentäre Materialien, besonders

manche dolomitische Tonmergel, noch diese chemischen Gruppenmerkmale, so daß die hierher gehörigen kristallinen Schiefer zwar der Hauptsache nach von den genannten Massengesteinen, zum kleineren Teil aber auch von jenen Sedimenten abstammen dürften.

1. ORDNUNG DER **EKLOGITE UND PLAGIOKLAS-AUGITFELSE.**

(Tiefste Zone.)

Mineralbestand: Hauptgemengteile: Gewöhnlicher Augit, vielfach als Omphacit, (Diopsid, Diallag, Broncit) — Granat — basische Plagioklase (Andesin bis Anorthit).

Nebengemengteile: Apatit, Magnetit, Ilmenit, Pyrit, Rutil, Titanit.

Übergemengteile: Biotit, Disthen, Hornblende, Orthoklas, Quarz.

Textur: Massig, selten etwas schiefrig.

Struktur: Homöoblastisch, speziell granoblastisch (auch porphyroblastisch).

Die hierher zählenden Gesteine sind bei gewöhnlich gleichmäßigem, feinem bis grobem Korn durch ihre geringe Neigung zu paralleler Anordnung der Komponenten ausgezeichnet, was zum Teil mit dem Zurücktreten blätteriger Gemengteile zusammenhängen mag. Auch die sonst prismatischen Komponenten, wie die Augite, sind hier gern isometrisch entwickelt mit nur schwacher stengeliger Tendenz. Alle Hauptgemengteile, sowie zuweilen auch noch Pyrit und andere Erze, dann Rutil, Titanit und Disthen, sind meist schon makroskopisch erkennbar. Der Granat kann gelegentlich durch größere Porphyroblasten hervortreten aus einem Grundgewebe, das bald nur von Omphacit, bald von allen übrigen Komponenten gebildet wird.

Die Augite sind die konstantesten und am meisten charakteristischen Komponenten dieser Ordnung, besonders in der Form des Omphacites, der fast nur hier gefunden wird. Er zeigt kurzsäulige oder körnige Entwicklung und bleibt im Dünnschliff farblos; neben einem größeren oder geringeren Tonerdegehalt birgt er meist auch etwas Alkalien. Nicht selten zeigt sich an ihm eine der albitischen Lamellierung der Plagioklase ähnliche polysynthetische Zwillingsstreifung nach (100). Die übrigen monoklinen Augite, besonders Diopsid und Diallag, erscheinen seltener und gleichen in der Formentwicklung dem

Omphacit. Diopsid tritt nicht bloß als sein Begleiter auf, sondern ist mit ihm durch alle Grade isomorpher Beimischung des Jadeit-Moleküles und des Tschermakschen Moleküles chemisch verbunden. Broncit begleitet zuweilen in seitlich scharf begrenzten Säulchen den Omphacit, z. B. in einzelnen Eklogiten des Oetztales (Sölden, Sulztal) Alle Augite sind meist einschlußarm; doch werden auch scharfe, kleine Granatdodekaëder, sowie Erze und Rutile in ihnen gefunden. Zonarer Aufbau, wobei gewöhnlich nur eine stärker oder auch schwächer, doppelbrechende Außenzone vorhanden ist, kommt vor. Die Doppelbrechung ($\gamma - \alpha$) wechselt zwischen 0,016 und 0,025; die Auslöschungsschiefe c : c entsprechend zwischen 48° und 39°; in den Zonen bestehen Unterschiede bis zu 6°. — Der braune Granat ist in der Regel eine Mischung von Eisenton-, Kalkton- und Magnesiumtongranat; doch kommen auch Varietäten vor, die stark nach reinem Pyrop oder Almandin hintendieren und dann durch ein mehr oder weniger leuchtendes Rot auffallen. Die Formen sind oft sehr scharf und regelmäßig; indessen treten auch rundliche und selbst skelettartige Körner auf. Fast immer beherbergt der Granat Einschlüsse aller Art in großer Zahl; bevorzugt ist dabei Rutil, dessen kurze, idioblastische Säulchen ihn ganz erfüllen können. Indessen sind die Einschlüsse auch bald mehr zentral, bald mehr randlich oder nach Anwachskegeln gehäuft. Zuweilen machen sich schmale Randzonen von grüner Hornblende bemerkbar, welche, da sie manchmal noch innerhalb des Granatumrisses auftreten, ein erstes Umwandlungsstadium des Granates darstellen; auch der Übergang desselben in Biotit und Plagioklas wird beobachtet. Vereinzelt läßt sich eine ausgesprochene reihenweise Anordnung des Granates beobachten, die aber nicht an schieferige Gesteine geknüpft ist, sondern in den ganz massigen Eklogiten angetroffen wird. — Den Plagioklasen fehlt, wie fast stets in kristallinen Schiefern, auch hier die Begrenzung durch Kristallflächen; oft jedoch ist eine ausgesprochene Tendenz nach dicktafeliger Ausbildung vorhanden. Vielfach bilden sie aber rundliche, oder lappig gebuchtete Körner und sind im Gegensatz zu dem Feldspat der gabbroiden Ausgangsgesteine gestaltlich meist schlechter entwickelt, als die neben ihnen vorhandenen Augite; sie können indessen ihnen auch gleichwertig sein. Die Zwillingsstreifung erscheint meist scharf und regelmäßig. Zonarer Bau ist nicht so häufig, wie dort, und wo er auftritt, kommen gewöhnlich weniger zahlreiche Zonen und verkehrte Zonenfolge vor (I. Teil, S. 77). Auch saurere Plagioklase, selbst Orthoklase, treten vereinzelt auf. In den Eklogiten, der Hauptfamilie der Ordnung, fehlt jedoch der Feldspat vollständig oder füllt, ähnlich wie der accessorische Quarz, nur kleine Zwischenräume zwischen den übrigen Komponenten aus. — Biotit, in braunen Blättern, ist ein ziemlich seltener Übergemengteil, von welchem hier nur zu erwähnen ist, daß er gewöhnlich nicht parallel angeordnet, sondern ganz beliebig orientiert im Gestein vorkommt. — Der Disthen, gewöhnlich in länglichen, nicht kristallographisch umgrenzten Körnern entwickelt, kann von Omphacit oft nur schwer unterschieden werden, da die sonst orientierende Spaltbarkeit und die Querklüftung meist zu wenig ausgesprochen sind. Es ist auffallend, daß der Sillimanit in der tiefen Facies der IV. Gruppe vollständig fehlt und durch Disthen, der sonst die mittlere Facies repräsentiert, ersetzt ist, was vielleicht darauf zurückzuführen ist, daß die Tiefenfacies der IV. Gruppe etwas höher steigt, als die der vorhergehenden Gruppen. Das Vorhandensein

des Disthens in diesen Gesteinen bedeutet nicht einen Tonerdeüberschuß, wie bei den Gneißen; denn die Analysen lehren, daß auch in den disthenreicheren hierher zählenden Gesteinen das vorhandene CaO die zur Verfügung stehende Tonerde reichlich überwiegt und die Neigung hat, ohne Tonerde mit MgO und FeO in die dunkel gefärbten Gesteinskomponenten überzugehen. — Bezüglich der Nebengemengteile sei noch des hier zuweilen recht großen Reichtums an Magnetit, Pyrit und Ilmenit gedacht, wobei die ersteren zwei oft in guten Oktaedern, Würfeln oder Pentagondodekaedern entwickelt sind, während Ilmenit eher nur rundliche Körner bildet, die von Titanit eingefaßt werden. Letzterer kommt auch sonst reichlich vor und gern in der bekannten Briefkuvertform. Diese beiden Komponenten veranlassen, zusammen mit den zahlreichen, von Erz umschlossenen Aggregaten kurzer Rutilsäulchen, die auch einzeln durch das ganze Gestein eingestreut liegen, gar nicht selten einen TiO_2-Gehalt von mehreren Prozenten.

Das mikroskopische Bild bestätigt bezüglich der Textur die richtungslose Ausbildung der hieher gehörenden Gesteine und läßt meist jegliche Andeutung von Parallelität im Gefüge gänzlich verschwinden. — Die Struktur kann, wie oben schon angedeutet, geradezu als Typus einer ausgezeichnet granoblastischen gelten (Tafel VII Fig. 1); auch in den seltenen porphyroblastischen Formen liegt der Granat in einem ausgesprochen körnigen Grundgewebe. Kataklase äußert sich nicht selten an zerbrochenem Omphacit; doch vermag sie nie die ursprüngliche „Pflasterstruktur“ zu verwischen.

Die kristalloblastische Reihe ist die folgende: Rutil, Titanit, Granat — Pyrit, Magnetit — Hornblende, Augit, Disthen — Biotit — Ilmenit — Feldspäte — Quarz.

Die hieher zählenden Gesteine bilden bald größere, bald kleinere Einlagerungen in vielen Gneißgebieten. Gegenüber den metamorphosierenden Kräften scheinen sie relativ empfindlich zu sein, weshalb man sie vielfach nur noch als Kerne erhalten findet innerhalb größerer Komplexe von Meso-Gesteinen derselben Gruppe (Amphibolitgebiete mit Eklogitzentrum im Fichtelgebirge und Oetztal).

Nach ihrem Mineralbestand lassen sie sich petrographisch gliedern in:

a) Die Familie der Eklogite.

b) Die Familie der Plagioklasaugitfelse.

a) DIE FAMILIE DER **EKLOGITE**.

Es sind grob- bis mittel-, selten feinkörnige Gesteine, ausgezeichnet durch die leuchtend grünen und roten Farben ihrer

beiden Hauptkomponenten Omphacit und Granat, zu denen noch Diopsid und Broncit hinzutreten können. Als Accessoria enthalten sie häufig Disthen, auch Biotit, selten Olivin (Silberberg im Fichtelgebirge, nach Rosenbusch), Plagioklas und Quarz. Die gewöhnliche grüne Hornblende, die in vielen Eklogiten getroffen wird, ist wohl meist nicht primärer Gemengteil, sondern nachträglich aus Augitmineralien oder aus Granat entstanden. An Augiten äußert sich die Hornblendisierung durch eine feine randliche Ausfaserung; sie dürfte in ihren ersten Anfängen nur wenigen Eklogiten fehlen (Tafel VII Fig. 3). Dabei erscheint dann zwischen den Hornblendefasern ein saurer Plagioklas als Füllmasse („Feldspaturalitisierung“, S. Franchi). Auch die gewöhnliche Uralitisierung, wobei das Pyroxenkorn einfach allmählich durch ein paramorphes Hornblendekorn ersetzt wird, ist nicht selten. Letzterer Vorgang wird zuweilen durch eine Glaukophanisierung des Pyroxens ersetzt und zwar wohl dann, wenn er ursprünglich Alkali enthielt und die Umwandlung in geringerer Tiefe der Erdrinde vor sich geht; dann ist auch die Glaukophanbildung oft von reichlicher Epidotausscheidung begleitet. Weniger häufig wird die Hornblendisierung des Granates beobachtet (1. Teil Tafel II Fig. 5). Sie schreitet gewöhnlich (siehe oben) von der Peripherie und den Rissen aus nach innen vor, wobei die neugebildete Hornblende eine schmale, einheitliche Randzone bildet. Als schließliche Frucht solcher Umwandlungsvorgänge entstehen dann die Eklogitamphibolite, Übergangsformen nach den Meso-Gesteinen der IV. Gruppe. In ihnen liegen nur noch Kerne von Omphacit und Granat porphyroblastisch in einem meist sehr feinen, diablastischen Grundgewebe aus Hornblende und Plagioklas, das auf dem eben beschriebenen Wege aus Pyroxen sich heraus gebildet hat. — Diesen Eklogitamphiboliten analog sind die Eklogitglaukophanite („Glaukophan-Eklogite“ von Rosenbusch), bei welchen die oben erwähnte Glaukophanisierung zum Teil an die Stelle der Hornblendisierung tritt. Neben den gewöhnlich reichlich vorhandenen Erzen und Rutilen wird für die Eklogite auch noch Zoisit erwähnt. Derselbe dürfte indes wohl nur in den hornblendereichen Übergangsgliedern nach der mittleren Zone zu finden sein. — Die Verteilung der Hauptgemengteile Granat und Omphacit ist in den meisten Eklogiten eine ziemlich regelmäßige; doch kann auch eine schlierenartige Anreicherung des einen oder anderen

Komponenten stattfinden, die bis zu seiner vollständigen Verdrängung führt. In den granatreichen Fraktionen tritt dann eine Verkittung der Granatkörner durch Quarz ein. Abweichungen von der richtungslosen Textur sind sehr selten.

Die Eklogite erscheinen fast immer in Gesellschaft von Amphiboliten, mit ihnen durch Übergänge verbunden, als Einlagerungen in Gneißen. Besonders schöne Vorkommnisse sind bekannt aus dem Fichtelgebirge, dem sächsischen Granulitgebirge, dem niederösterreichischen Waldviertel, aus Kärnten, aus dem Ötztal und Pitztal. Sehr oft werden indes unrichtigerweise auch „Granatamphibolite“ unter sie eingereiht.

b) DIE FAMILIE DER **PLAGIOKLASAUGITFELSE** („ERLANFELSE“).

Sie bilden eine nur kleine Gesteinsfamilie, deren Glieder bald dichte und splitterig brechende, bald fein- bis mittelkörnige Gesteine sind von grauer oder graugrünlicher Färbung. Sie können mit den Eklogiten durch Übergänge verbunden sein, indem in diesen letzteren Granat mehr und mehr abnimmt oder gänzlich verschwindet, der Plagioklas sich anreichert. Hauptgemengteile sind hier der Plagioklas und ein gewöhnlicher meist graugrüner Augit (Tafel VII Fig. 2). Der Augit ist unter dem Mikroskop meist farblos, auch etwa hellgrünlich oder bräunlich; Erze und Apatit sind nur selten; Titanmineralien fehlen kaum. Accessorisch erscheint etwas Biotit, im eigentlichen Erlanfels des Erzgebirges auch grünbrauner Vesuvian. Statt des gewöhnlichen Augites oder neben demselben tritt in manchen Vorkommnissen bräunlicher Diallag oder hellblaugrüner Salit auf; auch Broncit wird erwähnt. In vielen dieser Gesteine ist auch eine grüne oder grünblaue Hornblende vorhanden, und zwar oft so, daß sie sichtlich aus dem Pyroxen sich ableitet, da sie denselben vom Rande oder von Spalten aus allmählich ersetzt. Reichert sich so die Hornblende beträchtlich an, so entstehen „Augitamphibolite“ als Übergangsform zwischen der tiefen und mittleren Facies dieser Gesteinsfamilie.[1]) Außer der Horn-

1) Daß in allen Augitamphiboliten die Hornblende im Vergleich zum Augit sekundär sein sollte, ist wohl nicht wahrscheinlich. Bei ihrer großen Bestandfähigkeit ist sie gewiß auch z. T. primär in der tiefsten Zone entstanden,



blende tritt bei ihnen zu Plagioklas und Augit manchmal auch Granat in solcher Menge hinzu, daß er als Hauptgemengteil angesehen werden muß. — Die Hornblende hält sich in ihrer Formentwicklung und in der Größe ihrer Körner an den mit ihr vergesellschafteten Pyroxen; ist letzterer in großbuchtigen Körnern entwickelt, so gilt dies auch von der Hornblende, bleibt er aber kleinkörnig und ganzrandig, so kann dies auch von der Hornblende gesagt werden.

Sowohl in den gewöhnlichen Plagioklasaugitfelsen, als in den Übergangsformen der Augitamphibolite ist die Verteilung der Hauptkomponenten eine gleichmäßige; nur im Erlanfels kann etwa auch eine flecken- oder streifenweise Anordnung der hellen und dunkeln Gemengteile beobachtet werden. Dies hat jedoch nichts mit Schieferung zu tun. Die Textur aller dieser Gesteine ist vielmehr typisch richtungslos; nur in den Augitamphiboliten macht sich auch etwa eine wenig ausgesprochene Schieferung bemerkbar. Die granoblastische Struktur kann durch Granat manchmal auch porphyroblastisch werden. — Alle diese Gesteine bilden Einlagerungen in Gneißen und sind oft geologisch mit Eklogiten und Amphiboliten verknüpft. Als besondere Lokalitäten mögen erwähnt sein: Mauren bei Peterstal im Schwarzwald, Greifendorf im Erzgebirge, Els, Himberg, Gars im niederösterr. Waldviertel, Sölden im Ötztal usw.

2. ORDNUNG DER **MESO-AMPHIBOLITE.**

(Mittlere Zone).

Mineralbestand: Hauptgemengteile: Plagioklase (basischer Oligoklas bis Anorthit), neben Zoisit (Epidot) — gewöhnliche Hornblende (auch Gedrit, Anthophyllit) — Granat.

Nebengemengteile: Apatit, Magnetit, Ilmenit, Zirkon, Rutil, Titanit.

Übergemengteile: Skapolith, Biotit, Muscovit, Quarz (Glaukophan).

Textur: Kristallisationsschieferig (linear, gebändert) bis massig.

---

und manche Augitamphibolite, besonders jene mit brauner Hornblende, mögen daher dieser angehören. — Jedenfalls bedürfen diese Gesteine in bezug auf ihre systematische Stellung zum Teil noch weiterer Aufklärung.

Struktur: Homöoblastisch (grano- bis nematoblastisch), diablastisch in verschiedener Ausbildung, poikiloblastisch, porphyroblastisch mit verschiedenartigem Grundgewebe (Kelyphitstruktur).

Die Ordnung der Meso-Amphibolite umfaßt nach Mineralkombinationen und Struktur sehr mannigfaltig entwickelte Gesteinsformen, welche im allgemeinen eine gröbere Schieferung zeigen, aber auch annähernd massig oder dünnschieferig werden können. Bei dichtem bis grobem Korn ist ihre Farbe dunkelgrün, auch graugrün, weiß und dunkelgrau gefleckt oder gesprenkelt. Schon mit dem unbewaffneten Auge lassen sich homöoblastische und porphyroblastische Formen unterscheiden und in den letzteren unschwer die einsprenglingsartig hervortretenden Granaten oder Hornblenden, manchmal auch Biotite erkennen. In den meisten homöoblastischen Meso-Amphiboliten und im Grundgewebe der heteroblastischen bleiben die dunkle Hornblende und der mattweiße Plagioklas die einzigen makroskopisch bestimmbaren Komponenten; bei vielen tritt noch Granat hinzu, zuweilen auch Zoisit, der den Plagioklas ganz verdrängen kann. Seltener bemerkt man noch Biotit und in einem allerdings nur erratisch (an der Mündung des Sulztales ins Oetztal) aufgefundenen Granatamphibolit wurde ein rosettenartig angeordneter, weißer perlmutterglänzender Glimmer in größeren Schuppen angetroffen.

Unter dem Mikroskop erscheinen die Plagioklase als rundliche oder gebuchtete Körner, seltener in dicktafeliger Ausbildung, wie in der Tiefenfacies der Gesteinsgruppe; auch gestreckte Formen werden gefunden. Je mehr der Plagioklas im Gestein zurücktritt, desto unselbständiger wird in der Regel auch seine Gestalt; in den feldspatarmen, diablastisch struierten Granatamphiboliten füllt er nur mehr die Lücken zwischen den dichtgedrängten Hornblendestengelchen aus. Bezüglich Formentwicklung steht er überhaupt der Hornblende fast immer nach. Albitische Zwillingsstreifung ist meist vorhanden, aber oft verschwommen und aussetzend; besonders in feldspatarmen Formen kann sie auch ganz fehlen. Hinsichtlich Zonarstruktur gilt das bei den Katagesteinen Mitgeteilte. Neben den basischen Plagioklasen oder an ihrer Stelle können gelegentlich auch saure auftreten; sogar Orthoklas kommt vereinzelt vor. Einschlüsse beherbergt der Feldspat gewöhnlich in größerer Zahl, neben Hornblende insbesondere Rutil, Titanit und Erze. — Die Hornblende ist zuweilen annähernd farblos, meist aber grün (braungrün oder blaugrün nach c). Intensität der Farbe und Stärke der Doppelbrechung variieren stark, woraus geschlossen werden kann, daß es sich um isomorphe Mischungen von gewöhnlicher Hornblende mit Strahlstein, Grünerit und auch natriumhaltigen, glaukophanartigen Amphibol handeln wird, letzteres besonders in den blaugrünen Varietäten. Zonarer Bau kommt ziemlich oft vor;

es erscheint dabei gerne eine randliche Zone von heller gefärbtem, stärker doppelbrechendem Strahlstein; doch läßt sich auch das Umgekehrte, helles Zentrum und dunkler Rand, beobachten. Vereinzelt, besonders bei Amphiboliten aus den oberen Teilen der mittleren Zone, tritt als Kern Glaukophan, als Rand grüne Hornblende auf. Nicht selten erscheinen die Amphibole in gut autoblastischen Formen nach (110) und (010), auch etwa in Zwillingen nach (100). Dabei können die Individuen stengelig bis spießig werden und parallel angeordnet sein. Außerdem treten sie in mehr oder weniger ganzrandigen oder auch wieder gelappten Körnern, oft in wirren Fetzen auf, oder es sind feinste Nädelchen mit Plagioklas, in ähnlichen Formen, wie ein Eutektikum, verbunden, wodurch die diablastische Struktur entsteht. Zuweilen ist die Hornblende so von Feldspateinschlüssen durchspickt, daß sie nur noch Skelette bildet und poikiloblastische Strukturen erzeugt. Bezüglich ihrer Orientierung werden alle Fälle von absoluter Regellosigkeit der Lage bis zur strengsten Parallelität, nicht nur von c, sondern auch von b und a beobachtet. Damit ist dann naturgemäß eine parallele Lage der Spaltrisse und erhöhte Schieferigkeit verknüpft. — Der braunrote Granat ist wiederum eine isomorphe Mischung von Grossular, Almandin und Pyrop und gleicht auch in seiner Formentwicklung und seinen Einschlußverhältnissen dem Granat der Eklogite. Seiner Hornblendisierung begegnet man in allen Stadien; zuweilen ist sie soweit vorgeschritten, daß nur noch die Form des Granates erhalten geblieben, also eine vollständige Pseudomorphose von Hornblende nach Granat vorliegt. — In gewissen Amphiboliten ist der Granat umgeben von einer oft breiten, radialen Zone von Hornblendestengeln, mit saurem Plagioklas als Füllmasse und untermischt mit Magnetitkörnern, dem sog. „Kelyphit“ (1. Teil Tafel I Fig. 6, Tafel II Fig. 1). Es lassen sich dann auch in den Rissen ähnliche Bildungen beobachten: Hornblendestengelchen stehen beidseitig normal zur Rißwand und mitten durch zieht ein Band von Magnetit. Da die Größe des Granatkorns sehr oft in umgekehrtem Verhältnis steht zur Breite des Kelyphitringes, wird die Erscheinung wohl als „reaction rim“ zu deuten sein. — Der Zoisit vertritt in manchen Amphiboliten den Plagioklas vollständig. Dann erscheint er in größeren, meist säulenförmigen Individuen, doch meist ohne kristallographische Endabgrenzung, gleichmäßig vermischt mit Hornblendekörnern oder aber zu Häufchen geschart, die mit Hornblendehäufchen wechseln; dadurch entstehen gesprenkelte und gefleckte Amphibolite. Zuweilen ist der Zoisit zu einem wirren Gewebe kleiner Säulchen angeordnet, die noch Plagioklas oder frischen Albit zwischen sich lassen, sodaß kein Zweifel an seiner parasitären Entstehung aus Kalknatronfeldspat bestehen bleibt. — Klinozoisit kann den Zoisit begleiten oder ihn ersetzen; auch Epidot erscheint zuweilen in seiner Gesellschaft. Die Zoisitsäulchen können beliebig orientiert sein oder annähernd parallel liegen. — Ähnlich wie der Zoisit vertritt in manchen Amphiboliten der Skapolith den Plagioklas. Nach seinem Auftreten in feinen zuckerkörnigen Häufchen mag er als Umwandlungsprodukt des Feldspates gelten. — Von den Glimmern findet sich ein brauner Biotit als ein mehr oder weniger reichlicher Übergemengteil in vielen Amphiboliten vor; manchmal kann er an Menge die Hornblende fast erreichen. Zur Schieferigkeit des Gesteins trägt er hier oft auffallend wenig bei, da seine Blätter vielfach gar nicht, oder doch nicht streng parallel liegen. Verwachsungen mit Hornblende

werden zuweilen beobachtet. — Muscovit kommt nur ganz vereinzelt in kleinen Schuppen vor und ist darum ohne große Bedeutung für die Familie der Amphibolite. In einem einzigen bis jetzt bekannt gewordenen Amphibolit, jenem Seite 87 erwähnten erratischen Block aus dem Oetztal, spielt farbloser Glimmer die Rolle eines Hauptgemengteiles. Seine quantitative chemische Analyse hat gezeigt, daß es sich dabei wesentlich um einen Paragonit handelt, mit stärkerer isomorpher Beimengung von Muscovit, schwächerer von Margarit. 2 E. circa 65°. — Quarz fehlt in vielen Amphiboliten ganz, kann sich aber in andern wieder bedeutend anreichern. Er erscheint in rundlichen, plattigen oder länglichen Körnern, besonders gerne auch als Einschluß in Hornblende, Feldspat oder Granat. — Erze, Titanmineralien und Apatit sind fast in allen Amphiboliten reichlich vorhanden und können jedes für sich so anwachsen, daß sie ähnlich den analogen Differentiationsprodukten der Gabbrogesteine chemische und mineralische Varietäten hervorbringen. Unter den Erzen erscheint am häufigsten Ilmenit und titanhaltiger Magnetit, unter den übrigen Titanmineralien Titanit, sei es für sich, oder den Ilmenit umrandend. Rutil tritt im Gegensatz zu den Eklogiten seltener auf; manchmal allerdings ist er auch der einzige Ti-Träger eines Amphibolites.

Die Textur der Meso-Amphibolite ist auch mikroskopisch gewöhnlich eine schieferige; sie kann aber auch ganz massig werden; daneben kommen, besonders unter den Übergangsgliedern nach der obersten Zone, dünnschieferige und selbst gefältelte Formen vor; durch parallele Anordnung langstengeliger Hornblenden erzeugen sich außer schieferigen noch gestreckte Varietäten. Zoisit trägt seltener zur Verstärkung der Paralleltextur bei; zuweilen ist er lagenweise angeordnet und führt so zu ausgesprochener Bänderung, die auch durch wechselnde Lagen von Feldspat und Hornblende entstehen kann. Hier mag zuweilen Injektion vorliegen.

Fast keine Gesteinsfamilie zeigt so reichen Wechsel an strukturellen Abänderungen wie die Meso-Amphibolite. In den granoblastischen Formen verrät sich nicht selten, noch mehr oder weniger unverwischt, die alte Gabbrostruktur (Tafel VII Fig. 4); durch die stengelige Ausbildung der Hornblende und des Zoisites entstehen nematoblastische Strukturen; siebartig von Feldspateinschlüssen durchsetzte Hornblenden bringen poikiloblastische Strukturen hervor. Unter den heteroblastischen Strukturformen ist am meisten verbreitet diejenige, in welcher Granat-Porphyroblasten in ein mikro- oder kryptodiablastisches Grundgewebe (1. Teil Tafel I Fig. 4 u. 5, Tafel II Fig. 1) eingebettet sind, das stets aus Hornblende und Plagioklas besteht. Dabei entwickelt sich um den Granat gern noch die Kelyphithülle. Indessen kommt auch granoblastisches und nematoblastisches Grundgewebe vor

mit Granat- oder Hornblende-, seltener auch Biotitporphyroblasten. Als kristalloblastische Reihe wurde gefunden: Rutil, Titanit, Granat — Hornblende, Zoisit, Erze — Glimmer — Feldspat, Quarz.

Die Amphibolite sind die häufigsten Einlagerungen in Gneißen und Glimmerschiefern, wo sie von kleinen Linsen bis zu mächtigen Lagern anwachsen können. Auch als ausgedehnte stockförmige Massen mit Eklogitzentrum kommen sie vor, z. B. in der Oetztalergruppe, im Allalingebiet und in der Montblancgruppe, wo sie durch eine Reihe dunkler Gipfel hervortreten. Überall, wo auch sonst kristalline Schiefer in größerer Ausdehnung erscheinen, in den deutschen Mittelgebirgen, besonders im Schwarzwald, im niederösterreichischen Waldviertel, ferner in Finnland, Skandinavien usw. werden Amphibolite in mannigfacher Ausbildung gefunden.

Nach ihrem Mineralbestand lassen sich die Meso-Amphibolite zerfällen in:

a) Die Familie der Granatamphibolite.
b) Die Familie der Plagioklasamphibolite.
c) Die Familie der Zoisitamphibolite und Skapolithamphibolite.

a) DIE FAMILIE DER **GRANATAMPHIBOLITE**.

Die hierher zählenden Gesteine sind strukturell in zwei verschiedene Varietäten geschieden: Die eine derselben ist heteroblastisch gebaut, mit Granatporphyroblasten innerhalb eines makroskopisch immer dichten, oder doch sehr feinkörnigen, grauen oder grünlichen Grundgewebes. Unter dem Mikroskop stellt dasselbe ein feindiablastisches Gefüge dar von grüner oder farbloser Hornblende und wenig Plagioklas, welchem neben Körnern von Quarz, Erzen und Titanmineralien auch größere Hornblendekörner eingestreut sind, zuweilen untermischt mit Glaukophan. Hie und da findet man noch ein Pyroxenkorn als Relikt; denn diese Amphibolitvarietät ist stets aus der Umwandlung von Eklogiten hervorgegangen, wobei die „Feldspaturalitisierung“ bis zum völligen Verschwinden des Omphacites vorgeschritten ist. Die kelyphitischen Bildungen um den Granat gehören auch dieser Entwicklungsreihe an, ebenso die Hornblendisierung des Granates. Die fast immer massigen Gesteine sind mit Eklogiten durch das Zwischenglied der Eklogitamphibolite verbunden und erscheinen vielfach in ihrer Gesellschaft, z. B. im Oetztal, in Kärnten, im Allalingebiete,

im Schwarzwald und in den rumänischen Karpathen. — Die andere Varietät ist homöoblastisch und zwar granoblastisch oder etwas nematoblastisch struiert, bei feinem bis grobem Korn. Ihr Plagioklas ist so angereichert, daß er mit Hornblende und Granat als gleichwertiger Hauptgemengteil erscheint. Er tritt in isometrischen oder etwas länglichen Körnern auf, die Hornblende mit Entwicklung des Prismas und paralleler Anordnung, der Granat gleichmäßig eingestreut. Die schieferige Textur ist hier die gewöhnliche, doch gibt es auch ganz massige Formen. Durch Zurücktreten des Granates entstehen Übergänge nach den Plagioklasamphiboliten, mit denen beide Granatamphibolitvarietäten geologisch verbunden sind (Oetztal, Schwarzwald, Waldviertel, Kärnthen usw.).

b) DIE FAMILIE DER **PLAGIOKLASAMPHIBOLITE.**

Es sind schwarzgrüne, graugrüne oder weiß und dunkel gesprenkelte Gesteine von feinem bis grobem Korn und schieferiger bis massiger Textur. Basische Plagioklase und Hornblenden sind die einzigen Hauptgemengteile[1]. Die Hornblende kann in großen, länglichen Körnern auftreten, mit annähernd gleich guter Formentwicklung, wie der Plagioklas (Schalchs Gabbrostruktur Tafel VII Fig. 4), oder in kurzprismatischen Formen neben rundlichen Plagioklasen (verwischte Gabbrostruktur), oder endlich in langstengeligen parallelliegenden Individuen, zwischen welchen der Feldspat mehr als Füllmasse erscheint. Auch die Seite 89 beschriebenen Amphibolite mit poikiloblastischer Struktur gehören hierher. Durch parasitäre Neubildung von Zoisit innerhalb der Plagioklase entstehen Übergangsformen nach der folgenden Familie.

c) DIE FAMILIE DER **ZOISITAMPHIBOLITE** UND **SKAPOLITHAMPHIBOLITE.**

Es sind meist gut geschieferte, fein- bis grobkörnige, weiß und dunkelgrün gesprenkelte oder gefleckte Gesteine, in welchen Zoisit resp. Skapolith und Hornblenden die Hauptgemengteile bilden. Körnige oder prismatische Hornblenden wechseln in

---

1) Ein Teil der Plagioklasamphibolite, welche fast nur aus diesen Mineralien bestehen, also nicht typomorphe Accesorien irgend einer bestimmten Tiefenstufe besitzen, können als Katagesteine der ersten Ordnung angehören; denn Plagioklas und Hornblende sind Komponenten, welche auch in der tiefsten Stufe möglich sind; ihre Abscheidung ist vorerst nur an Hand der Lagerung möglich.



parallelen Lagen mit gleichliegenden und gleichgroßen Zoisitsäulchen (Tafel VII Fig. 5), oder aber große Hornblenden lassen zwischen sich Aggregate unorientierter, kleiner Zoisitsäulchen oder Skapolithkörner. — Auch diese Amphibolitgruppe kommt in Gesellschaft der vorher beschriebenen Familien und in buntem Wechsel mit diesen an denselben Lokalitäten vor, wobei chemische Unterschiede zwischen ihnen nicht zu konstatieren sind. Typische Zoisitamphibolite sind aus dem Waldviertel (Langenlois) und aus Kärnthen (Saualpe) bekannt geworden.

3. ORDNUNG DER **EPI-AMPHIBOLITE, GLAUKOPHANITE UND EPIDOT-CHLORITSCHIEFER.**

(Oberste Zone.)

Mineralbestand: Hauptgemengteile: Albit — Epidot (Zoisit, Lawsonit) — Chlorit — Hornblende (Smaragdit), Glaukophan.

Nebengemengteile: Apatit, Magnetit, Haematit, Limonit, Pyrit, Rutil, Titanit.

Übergemengteile: Quarz, Carbonate, Sericit, Talk, Sprödglimmer, Serpentin, Granat, Turmalin.

Textur: Mechanisch- bis kristallisationsschieferig, linear (gebändert, gestreckt), helicitisch.

Struktur: Fein granoblastisch, lepidoblastisch, nematoblastisch, poikiloblastisch, selten porphyroblastisch. — Kataklastische und Reliktstrukturen.

Die hieher zählenden Gesteine sind mehr oder weniger geschiefert, fein- bis mittelkörnig, von graugrüner oder gelblichgrüner Farbe, auch weiß und grün gesprenkelt. Das unbewaffnete Auge erkennt öfter Hornblende, Glaukophan, Chlorit, Epidot, weißen Feldspat, auch etwa Sericit, Granat und Quarz.

Unter dem Mikroskop erscheint der Albit in rundlichen oder tafeligen, wasserklaren, nur selten lamellierten Körnern, zuweilen auch in größeren Individuen mit ausgezacktem Rand oder in Form von ausgeschwänzten Linsen, in letzterem Falle reichlich durchspickt mit Einschlüssen aller anderen Komponenten. Andere Plagioklase treten nur als Relikte auf, meist stark saussuritisiert oder verschiedengradig kataklastisch, während dem Albit Kataklase meist gänzlich abgeht. — Die Hornblende ist gewöhnlich strahlsteinartig, blaßgrün und wird zuweilen farblos; doch kommen auch tiefer blaugrüne oder braungrüne Varietäten vor, ebenso der lauchgrüne Smaragdit. Eine nicht seltene

Erscheinung ist hier eine nach c hellblaue, nach b und a gelbliche Hornblende, die eben wegen dieses vom Glaukophan abweichenden Pleochroismus und einer größeren Auslöschungsschiefe (c:c = 6—15°) noch nicht zu ihm gerechnet werden kann, aber ein Zwischenglied darstellt zwischen ihm und Strahlstein. Die Formentwicklung der Hornblende ist am öftesten stengelig; doch kommen auch kurze Prismen, sowie rundliche oder ausgezackte Körner vor. Zuweilen erscheint sie in großen einsprenglingsartigen Individuen mit gut erhaltener Augitform in Uralitit-amphiboliten. Chloritisierung und Epidotisierung der Hornblende sind besonders in den höheren Lagen der Epizone recht häufig; unverändert tritt sie mehr auf in den tieferen Teilen dieser Zone und in den Übergangsgliedern zu den Meso-Amphiboliten. — Der Glaukophan begleitet manchmal die Hornblende und ist dann mit ihr durch Übergänge verbunden. In manchen hierher gehörigen Gesteinen ist er der einzige Amphibol. Seine Farbe ist ein Blau von wechselnder Tiefe, stets mit dem bekannten ausgeprägten Pleochroismus nach violett und gelb; zonarer Bau kommt vor, gewöhnlich so, daß ein dunkler Kern von einem hellblauen Rand umgeben ist. Meist erkennt man am Glaukophan deutlich (110) und (010); doch kommen auch nur längliche und selbst fetzenförmige Körner vor. Parallele Anordnung der Glaukophansäulchen ist zuweilen sehr ausgesprochen, kann aber auch ganz fehlen. An Einschlüssen herrscht gewöhnlich Armut. — Der Chlorit fehlt nur wenigen der hierher gehörigen Gesteine; an seinen Blättern, welche vielfach die Schieferungsebene markieren, zuweilen aber auch regellos eingestreut sind, kann sechsseitige Umgrenzung nur selten wahrgenommen werden. Seine Ränder sind vielmehr meist lappig oder zerrissen. Vereinzelt erscheint er in Pseudomorphosen nach Amphibol, den er auch gänzlich verdrängt. — Ein farbloser oder hellgelblichgrüner Epidot vertritt in der Epi-Zone den Plagioklas und nimmt zuweilen fast den ganzen Kalkgehalt des Gesteins auf, der hier recht häufig auch z. T. in Calcit übergeht. Der Epidot ist meist gänzlich xenoblastisch, längliche, abgerundete oder gebuchtete größere Körner bildend. Manchmal treten auch Aggregate kleinerer Körner zu unregelmäßigen Häufchen zusammen. Die Spaltbarkeit nach (001) und (100) ist gewöhnlich gut, auch Zwillinge nach (100) sind nicht selten. Sein Anteil an der Schieferung des Gesteins wechselt im allgemeinen mit der Form; bei mehr säuliger Ausbildung des Minerals macht sich oft eine strenge Parallelität geltend, die bei isometrischem Korn naturgemäß wegfällt. — Manchmal ist der Epidot von Zoisit begleitet, besonders in den teilweise mechanisch deformierten hierher gehörigen Gabbroderivaten. Da erfüllt er mit ihm in parasitärer Weise neben neugebildetem Albit und Quarz als „Saussurit" die Relikte größerer Plagioklase. — Lawsonit tritt säulig oder tafelig, auch in kristallographisch weniger gut begrenzten Stengelchen oder Fetzen auf. Seine Lage ist oft streng parallel, oft aber erscheinen seine Individuen in wirrem Durcheinander, besonders da, wo er parasitär und saussuritähnlich in größeren Plagioklasleisten eingewachsen ist, deren Aufzehrung er wohl seine Entstehung verdankt. — Von den Nebengemengteilen sind wieder die oxydischen Eisenerze und besonders Titanit meist sehr reichlich vorhanden. Dieser durchspickt in manchen der hieher zu rechnenden Gesteinen in Gestalt kleiner scharfer Rhomben die Hauptgemengteile; Rutil erscheint mehr nur ausnahmsweise; rundliche Körner von Quarz, sowie Calcit in Rhomboedern oder gänzlich umgeformt, sind häufige Accessoria.

Auch trigonalen, deutlich hemimorphen Säulchen von Turmalin begegnet man nicht selten, ebenso vereinzelt dem Granat. Sericit begleitet zuweilen den Glaukophan.

Die Textur der Epigesteine der IV. Gruppe erscheint unter dem Mikroskop nicht selten fast richtungslos, weil die gröbere Schieferung dabei weniger zur Geltung kommt. Chloritreiche Formen zeigen indessen manchmal eine ausgesprochene Dünnschieferigkeit, hornblendereiche Formen eine Art Streckung, zuweilen verbunden mit feiner Fältelung, wobei die langstengelige Hornblende auffallend biegsam erscheint (Amphibolit der Tremola, Tafel VII. Fig. 6).

Die Struktur hat vorherrschend granoblastischen Habitus mit Neigung nach nematoblastischer oder lepidoblastischer Ausbildungsweise, je nach dem Vorherrschen von Hornblende oder Chlorit. Hieher gehörige Gesteine sind auch ausgezeichnet durch die Häufigkeit der poikiloblastischen Struktur, erzeugt durch größere Albite, welche einer Füllmasse gleich zwischen den dunklen Gemengteilen liegen und alle übrigen Komponenten in reichlicher Menge einschließen (Tafel VIII Fig. 1). — Gabbrostruktur wird bei grobem und selbst großem Korn oft als Reliktstruktur getroffen, denn die metamorphosierenden Kräfte sind in der obersten Zone häufig nicht stark genug, um das Gefüge der ursprünglichen Gesteine zu verwischen. An grobkörnigen Formen beobachtet man auch gern Kataklase. — Die kristalloblastische Reihe lautet: Titanit, Rutil, Granat, Turmalin — Glaukophan, Hornblende — Epidot — Erze — Sericit, Chlorit — Calcit, Albit, Quarz.

Die meisten hieher gehörigen, feinkörnigen Gesteine können von Diabasen, deren Tuffen und Verwandten abgeleitet werden, wenige auch von dolomitischen Mergeln. Gabbroide Tiefgesteine sind gewöhnlich noch leicht als solche kenntlich und werden in den Flasergabbro, Saussuritgabbro und Allaliniten (flaserig und schieferig) gefunden. — Meist erscheinen die Glieder dieser Ordnung als Einlagerungen innerhalb der Phyllitformation oder, wenn auch seltener, als randliche Facies amphibolitischer Stöcke. Das Allalingebiet, die südlich der Rhone gelegenen Täler des Wallis (Val de Bagne), der Nord- und Südrand der Groß-Venedigermasse können als typische Verbreitungsgebiete angeführt werden.

Nach dem Mineralbestand lassen sie sich petrographisch in folgende Unterabteilungen gliedern:

a) **Die Familie der Albitamphibolite** (auch **Uralitamphibolite**), die sich durch vorhandenen oder fehlenden Epidot und Chlorit noch weiter nuancieren können in Epidot-Albitamphibolite und Chlorit-Albitamphibolite.
b) **Die Familie der Epidotchloritschiefer.**
c) **Die Familie der Glaukophanite.**

Als **Anhang** sind dann hierher zu rechnen: Die wesentlich mechanisch umgeformten Gabbro, als Flasergabbro und Gabbroschiefer, in allen Stadien kataklastischer Umwandlung und einer mechanisch schieferigen oder lenticularen Textur.

a) DIE FAMILIE DER **ALBITAMPHIBOLITE.**

Die Hauptgemengteile dieser dünnschieferigen Gesteine sind gewöhnlich grüne Hornblende und Albit, neben Epidot, welch letzterer aber auch sehr zurücktreten kann; dazu gesellen sich als Accessoria Zoisit, Chlorit, seltener Granat, Glaukophan, Turmalin und in wechselnder Menge als Nebengemengteile Erze, Titanit und Rutil. Albit und Epidot erscheinen in allen oben beschriebenen Ausbildungsformen. — Das Verhältnis der Hornblende zu den übrigen Komponenten ist sehr wechselnd; meist überwiegt sie stark und ist am liebsten langsäulig entwickelt. Isometrische und kurzprismatische Hornblenden sind gerne solchen Epi-Amphiboliten eigen, welche ursprünglich in größerer Tiefe gebildet wurden und später in die oberste Zone versetzt worden sind. Dabei erfolgte eine Umwandlung der Plagioklase zu Epidot und Albit und gleichzeitig eine teilweise Chloritisierung der Hornblende. In einzelnen Albitamphiboliten zeigt die Hornblende eine streng parallele Anordnung bei feiner Fältelung des Gesteins, was für den Hauptbruch einen Seidenglanz hervorruft, ähnlich dem mancher Phyllite (Albitamphibolite der Tremola, Tafel VII Fig. 6). In andern Fällen liegen selbst ganz spießig geformte Hornblenden völlig richtungslos in einem gewöhnlich chloritreichen Gesteinsgewebe und geben dadurch dem Ganzen eine mehr oder weniger massige Textur. Porphyroblastische Entwicklung ist dabei im ganzen selten; am ehesten stellt sich dieselbe ein in den **Uralitamphiboliten**, in welchen größere Uralitindividuen in ein feineres Grundgewebe aus Hornblende, Chlorit, Epidot und Albit in wechselnder Menge eingebettet sind. Durch Anreicherung des Chlorites

und allmähliches Zurücktreten der Hornblende gehen die Albitamphibolite in die Epidotchloritschiefer über.

b) DIE FAMILIE DER **EPIDOT-CHLORITSCHIEFER.**

Diese erscheinen in der Regel als schieferige, selten massige, graugrüne, oft auch weiß und grünlich gefleckte Gesteine mit den Hauptkomponenten Albit, Chlorit und Epidot. Letzterer kann dabei mehr oder weniger durch Calcit vertreten werden. Blaßgrüne, strahlsteinartige Hornblende in spießigen oder fetzigen Gestalten, vereinzelte Glaukophanstengelchen, Granatkörner oder Turmalinsäulchen können als Accessoria aufgefaßt werden; die Nebengemengteile sind die gleichen, wie in der vorigen Familie. — Diese Gesteine zeigen eine auffallende Formlosigkeit aller Hauptkomponenten, die bloß in unbestimmt umgrenzten Blättern und Körnern auftreten. Dabei entwickeln sich aber typisch poikiloblastische Varietäten (Tafel VIII, Fig. 1), in welchen der Albit einen hellen Untergrund bildet, worin alle andern Komponenten in beliebiger Streuung eingelagert sind.

c) DIE FAMILIE DER **GLAUKOPHANITE.**

Es sind dunkelblaugrüne oder dunkelblaue, meist deutlich schieferige Gesteine, von feinem bis mittlerem Korn. Hauptgemengteile sind Glaukophan (auch Gastaldit) und Epidot, der zum Teil durch Zoisit und Lawsonit vertreten werden kann. Als Nebengemengteile treten mehr oder weniger reichliche Erze und Titanmineralien auf, wobei bald Rutil, bald Titanit überwiegt. Die Accessoria wechseln stark; es gehören dazu Quarz, Albit, Chlorit, Sericit, Strahlstein, Granat, Turmalin und andere mehr; doch sind manche Glaukophanite auch arm an Übergemengteilen. In letzterem Falle erscheinen dann die annähernd parallelen Stengelchen von Glaukophan und Epidot, bezw. Lawsonit, unter dem Mikroskop in geregelter Verteilung (Tafel VIII Fig. 2), ähnlich einem gleichmäßigen blau und gelb gesprenkelten Gewebe, oder sie sind in Streifen und Schlieren angereichert; Quarz oder Albit füllen die spärlichen Zwischenräume aus. Vorkommnisse mit reichlichem Epidot oder Amphibol führen in die Epidot-Chloritschiefer und in die Epidot-Albitamphibolite über. Glaukophanite sind bekannt geworden aus Syra, Kroatien, Piemont, Wallis, Japan und verschiedenen Lokalitäten Nordamerikas.

Gabbroschiefer.

(Flasergabbro, Saussuritgabbro, Smaragditgabbro), Flaserallalinite, Allalinitschiefer.)

Die mechanische Umwandlung gabbroider Gesteine äußert sich zunächst an den Plagioklasen in Biegung, Knickung oder Auskeilung von Zwillingslamellen; daneben umranden sie sich mehr und mehr mit Mörtelkränzen und werden teilweise in kleinere Trümmeraggregate zerrieben, wobei größere Individuen als Linsen erhalten bleiben (Flasergabbro), oder aber bei stärkerer Kataklase in annähernd parallelen Trümmerlagen sich verteilen. Dadurch entwickelt sich eine Art mechanischer Schieferung des Gesteins (Gabbroschiefer). Außerordentlich leicht verbindet sich damit Saussuritisierung der Plagioklase, die bis zu ihrer vollkommenen Aufzehrung führen kann (Saussuritgabbro), womit sich zuweilen Neubildung von Lawsonit verknüpft.

Auch sonst wird diese mehr mechanische Umwandlung gabbroider Gesteine schon in der obersten Zone gerne von einer chemischen Metamorphose begleitet, die bei diesen basischen Gesteinen sich überhaupt viel rascher und intensiver geltend macht, als unter analogen Verhältnissen an den Epi-Gesteinen der I. und III. Gruppe. Der Pyroxen z. B. bleibt meist nur in ganz spärlichen Relikten erhalten; gewöhnlich geht er in Aggregate von Strahlstein über. Auch Chloritisierung und Neubildungen von Glaukophan kommen vereinzelt vor (Piemont). Öfter verwandelt der Pyroxen sich in Smaragdit, der zuweilen in Pseudomorphose nach ihm erscheint. Dadurch erzeugt sich ein massiger, grob- bis großkörniger Smaragditgabbro, auch Saussuritsmaragditgabbro. Vorhandener Olivin erleidet gern Serpentinisierung, verwandelt sich aber wohl ebenso häufig in ein Gemisch von Talk, Strahlstein und etwas Sismondin, wozu an den Berührungsstellen mit Plagioklas zuweilen noch kleine Granaten treten, deren Tonerdesilikat aus diesem stammt. Unter Entwicklung einer lenticularen oder schieferigen Textur entstehen auf solche Weise die Flaserallalinite und Allalinitschiefer. — Bekannte Entwicklungsgebiete solcher Gesteinsreihen liegen außer im klassischen Allalingebiet selbst, im sächsischen Granulitgebirge, Fichtelgebirge, niederösterreichischen Waldviertel, Odenwald usw.

* * *

Nummer	1	2	3	4	5	6
Analysen.						
SiO_2	44,06	46,26	53,16	48,22	48,29	52,08
TiO_2	2,29	0,28	—	1,07	1,79	1,10
Al_2O_3	17,63	14,45	14,03	16,51	13,94	19,35
Fe_2O_3	3,40	4,41	7,14	2,64	9,61	2,20
FeO	9,96	5,82	— MnO 0,64	5,78	4,20	3,50
CaO	11,58	11,66	14,40	13,46	9,18	8,33
MgO	7,19	11,99	5,42	8,26	6,80	5,64
K_2O	0,91	1,51	—	0,47	1,00	1,32
Na_2O	2,92	2,45	2,61	3,23	3,54	2,64
H_2O unter 110°	0,12	—	0,60	—	0,10	0,14
H_2O über 110°	0,17	1,10		0,66	1,29	4,08
Summe	100,23	99,93	98,00	100,30	99,74	100,38
Spez. Gew.	3,54	3,45	3,0—3,1	2,98	3,13	2,98
Molekularprozente.						
SiO_2	48,9	48,1	57,3	51,7	53,4	59,1
Al_2O_3	11,1	8,7	9,0	10,2	9,2	12,7
FeO	11,6	8,6	6,4	6,3	11,6	5,1
CaO	13,2	12,8	15,8	15,2	10,6	10,0
MgO	11,6	18,4	8,8	13,1	10,9	9,3
K_2O	0,6	1,0	—	0,3	0,7	1,0
Na_2O	3,0	2,4	2,7	3,2	3,6	2,8
Summe	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Gruppenwerte.						
S	48,9	48,1	57,3	51,7	53,4	59,1
A	3,6	3,4	2,7	3,5	4,3	3,8
C	7,5	5,3	6,3	6,7	4,9	8,9
F	28,9	34,5	24,7	27,8	28,2	15,5
M	5,7	7,5	9,5	8,4	5,7	1,1
T	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
K	0,7	0,7	1,0	0,8	0,9	1,0
Projektionswerte nach Osann.						
a	2,0	1,5	1,5	2,0	2,5	2,5
c	4,0	2,5	3,5	3,5	3,0	6,5
f	14,0	16,0	15,0	14,5	14,5	11,0

Nummer	7	8	9	10	11	12
Analysen.						
SiO_2	48,77	47,30	52,80	44,57	44,82	47,47
TiO_2	0,88	0,45	0,45	4,80	2,38	
Al_2O_3	18,74	16,86	11,25	12,40	20,18	15,25
Fe_2O_3	7,21	1,69	2,83	2,65	3,47	8,22
FeO	3,43	5,61	9,78	14,22	4,04	7,19
CaO	9,47	13,27	7,08	7,84	10,82	11,32
MgO	6,00	11,32	10,12	5,50	7,84	5,96
K_2O	1,13	0,40	0,92	1,75	1,30	0,56
Na_2O	3,24	4,27	2,60	3,68	2,03	2,11
H_2O unter 110°	—	—	0,11	0,12	0,18	0,04
H_2O über 110°	1,04	—	2,11	2,36	3,43	2,13
Summe	99,91	101,17	100,05	99,89	100,49	100,25
Spez. Gew.	2,91		2,98	3,04	3,05	
Molekularprozente.						
SiO_2	53,9	48,1	55,4	52,4	51,4	51,6
Al_2O_3	12,0	10,0	6,9	10,8	13,1	9,7
FeO	9,0	6,0	10,7	14,4	6,6	13,2
CaO	11,1	14,2	8,0	8,9	12,9	13,2
MgO	9,8	17,2	15,8	8,6	12,7	9,7
K_2O	0,8	0,3	0,6	1,2	1,0	0,4
Na_2O	3,4	4,2	2,6	3,7	2,3	2,2
Summe	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Gruppenwerte.						
S	53,9	48,1	55,4	52,4	51,4	51,6
A	4,2	4,5	3,2	4,9	3,3	2,6
C	7,8	5,5	3,7	5,9	9,8	7,1
F	22,1	31,9	30,8	26,0	22,4	29,0
M	3,3	8,7	4,3	3,0	3,1	6,1
T	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
K	0,9	0,8	0,9	0,9	0,8	0,9
Projektionswerte nach Osann.						
a	2,0	2,0	1,5	2,5	2,0	1,5
c	4,5	2,5	2,0	3,0	5,5	3,5
f	13,5	15,5	16,5	14,5	12,5	15,0

Als Beispiele für die chemische Zusammensetzung der Gesteine der IV. Gruppe mögen folgende zwölf Analysen dienen (S. 98/99):

Tiefste Zone: 1. Ordnung.

1. Eklogit vom Sulztal bei Längenfeld im Oetztal, Tirol.
2. Eklogit vom Burgstein bei Längenfeld im Oetztal, Tirol.

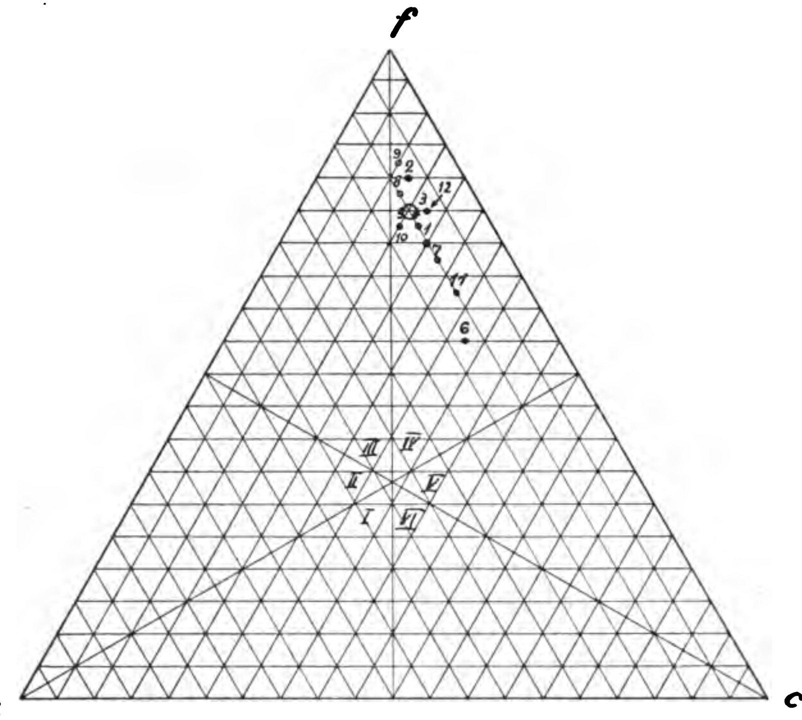


Fig. 4 Projektion nach Osann.

3. Plagioklasaugitfels („Erlanfels“), Erlahammer bei Schwarzenberg. Sachsen; R. E. S. 546, 5.
4. Eklogitamphibolit vom Sulztal bei Längenfeld (Übergang von 1. nach 2. Ordnung.

Mittlere Zone: 2. Ordnung.

5. Granatamphibolit von Umhausen im Oetztal, Tirol.
6. Granatamphibolit, Paragonit führend, erratisch Brand, bei Längenfeld.
7. Plagioklasamphibolit von Sölden im Oetztal, Tirol.
8. Zoisitamphibolit, Langenlois, niederösterreichisches Waldviertel; R. E. S. 532, 8,

Oberste Zone: 3. Ordnung.

9. Albitamphibolit, Sasso rosso, Airolo.
10. Uralitamphibolit, Fuorcla dellas Clavigliades, Unterengadin.



11. Epidotchloritschiefer, Fionnay, Val·de Bagne, Wallis.
12. Epidotglaukophanit, Menai Bridge, Anglesey, Wales, Washington, Amer. Journ. of Sc. 1901, S. 42, XI.

○ Gruppenmittel.

Die petrographisch so stark differente IV. Gruppe zeigt in chemischer Beziehung eine überraschende Einheitlichkeit. Nur zwei der hier mitgeteilten Analysen (Nr. 3 und 9) entsprechen wahrscheinlich sedimentogenen Gesteinen; den übrigen liegen Eruptivgesteine, oder doch Tuffe, von Diabascharakter zugrunde. — Sowohl in den Gruppenwerten, als auch in der Projektion, drückt sich das Fortschreiten auf dem in der III. Gruppe begonnenen Wege aus. MgO, FeO und CaO haben noch zugenommen; F ist daher größer geworden und die Projektionspunkte (Fig. 4) liegen seinem Pole schon sehr genähert. Auch die Zunahme von C und die Abnahme von A, welche durch das Vorhandensein basischerer Plagioklase, als in der III. Gruppe, bewirkt werden, geben sich im Projektionsbilde durch die Lage rechts vom Felde dieser Gruppe zu erkennen. — Ein Vergleich mit Osann's Gabbrobezirk in seiner chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine lehrt, daß das Feld der IV. Gruppe vollkommen mit diesem übereinstimmt.

V. GRUPPE.

MAGNESIUMSILIKATSCHIEFER.

Gruppen-Mittelwerte: **S=44 A=0,3 F=50,0 T=2,3. K=0,8 C=1,7 M=3,2.** **Projektionswerte** (nach Osann): a_0 $c_{0,5}$ $f_{19,5}$.

Der Chemismus der Gesteine dieser Gruppe charakterisiert sich im allgemeinen durch den niedrigsten Gehalt an SiO_2 unter allen silikatischen kristallinen Schiefern (S = 30 — 52 Mol.-%; K = 0,5 — 0,9 nur ganz ausnahmsweise 1). Dies tritt in den Molekularprozenten noch deutlicher hervor, als in den Gewichtsprozenten, weil jene auch durch die für diese Gruppe typische, hohe Anzahl der Moleküle beeinflußt werden, was wiederum mit dem hohen MgO-Gehalt der hieher gehörigen Gesteine zusammenhängt. Dieser ist neben der geringen Alkalimenge (A = 1 — 1,5) das ausgeprägteste und konstanteste Gruppenmerkmal, wobei F, auch bei mittlerer Eisenmenge, so hohe Werte erhält, daß es S übersteigen kann (F = 30 — 60). Al_2O_3 und CaO sind die schwankendsten Posten der Gruppe; ersteres ist in der Regel geringfügig und erreicht nur in einzelnen, wohl sedimentogenen Gruppengliedern (z. B. in gewissen Chloritschiefern) solche Werte, daß nach der Sättigung von Kalk und Alkalien noch ein bedeutender Überschuß resultiert; T, gewöhnlich gleich Null, kann dann bis 20 ansteigen. — CaO fehlt ebenfalls meistens fast ganz, kann jedoch auch die Werte der IV. Gruppe erreichen. Da indessen die zu seiner Sättigung notwendige Tonerde in der Regel mangelt, bleibt C klein, (0 — 5). Durch das Vorhandensein oder Fehlen von CaO ließen sich für die V. Gruppe chemische Untergruppen bilden.

Nach dem Vorstehenden unterscheidet sich der Chemismus der V. Gruppe von demjenigen der IV. Gruppe in ganz ähnlicher Weise, wie peridotitische Gesteine von gabbroiden, durch das Sinken

der Kieselsäure, der Alkalien und zum Teil auch des Kalkes bei Zunahme der Magnesia. Die hieher gehörigen kristallinen Schiefer sind denn auch zum größten Teil umgewandelte Peridotite; ein kleiner Teil mag von magnesiareichen tonigen Sedimenten abstammen.

1. ORDNUNG DER **OLIVIN-** UND **AUGITSCHIEFER.**

(Tiefste Zone).

Mineralbestand: Hauptgemengteile: Olivin, Augite (monokl. und rhomb.), Hornblende, Granat.
Nebengemengteile: Apatit, Magnetit, Ilmenit, Rutil, Titanit, Pyrit, Zirkon.
Übergemengteile: Picotit, Chromit — Biotit, Plagiokláse, Quarz.

Textur: Massig bis schieferig.

Struktur: Homöoblastisch, speziell granoblastisch.

Die hieher gehörigen Gesteine zeigen im allgemeinen feines bis grobes Korn; ihre Farbe ist grau oder grün, auch rot und grün gefleckt. Die Schieferung ist meist schwach angedeutet und nur im großen erkenntlich. Die Hauptgemengteile Granat, Olivin, Augit und auch Hornblende sind oft schon mit dem unbewaffneten Auge zu unterscheiden.

Der Olivin, meist lichtgrün und eher eisenarm, unterscheidet sich nach Form und Verhalten wenig von demjenigen dunitischer Gesteine. Selten zeigt er Kristallflächen, erscheint dagegen in der Regel in rundlichen Körnern mit maschiger Zerklüftung, womit bei der leichten Angreifbarkeit des Minerals gewöhnlich beginnende Serpentinisierung sich verknüpft. Durch etwas längliche und dann parallel gerichtete Olivinkörnchen kann eine schwache Schieferung markiert werden. In Übergangsformen nach der mittleren und oberen Zone können Umwandlungen des Olivins in grüne Hornblende, in Strahlstein, auch in Anthophyllit, besonders aber in Serpentin zur Wahrnehmung gelangen. — Der Augit, meist monoklin und dann ein gewöhnlicher Augit, seltener Diopsid, Diallag oder Omphacit, tritt in kurzsäuligen Körnern auf, zuweilen unter Entwicklung des Spaltprismas; langsäulige Formen dürften selten sein. Durch eine parallele Lage von Augitprismen kann wiederum eine gewisse Schieferung angedeutet werden. Einfache Zwillinge und auch polysynthetische Bildungen nach (100) kommen vor. Hornblendisierung aller Augite und Serpentinisierung leiten zu den Gesteinen der höheren Zonen über. — Der Granat, meist leuchtend rot, ist in der Regel eine isomorphe Mischung von Pyrop und Almandin, wobei ersterer gewöhnlich stark vorherrscht. Körnige, rundliche Gestalten walten vor; auch schöne Rhombendodekaeder werden getroffen; die Individuen sind meist stark zerklüftet. Wie in den Granatamphiboliten, sind sie auch hier gerne von

einem Kelyphitkranz umgeben, der sich durch große Feinheit der radial angeordneten Komponenten auszeichnet und einen etwas andern Mineralbestand besitzt, als dort. Feldspat scheint ihm zu fehlen; dagegen treten nach Mrha[1] neben Strahlstein noch rhombische und monokline Pyroxene und auch Spinelliden ein. — Die Hornblende kann hier als braune oder grüne Hornblende, als Smaragdit oder als Strahlstein, auch als Anthophyllit entwickelt sein. In der Regel dürfte sie aus den Anfängen einer Umwandlung von Augit und Olivin, oder aus einer Wechselwirkung des letzteren mit Granat hervorgehen. Nur die braune oder grüne Hornblende scheint in manchen Fällen primär zu sein. — Von den Nebengemengteilen können sich Apatit und Magnetit beträchtlich anreichern; unter den Spinelliden treten Chromit und ebenso Picotit, der zuweilen in schönen Oktaedern gefunden wird, gerne auch in den Olivingesteinen auf. — Plagioklas und Quarz sind seltene Übergemengteile und erscheinen nur raumausfüllend zwischen Pyroxen und Olivin; der braune Biotit begleitet zuweilen den Augit.

Die Textur dieser Gesteine verliert unter dem Mikroskop meist jegliche Andeutung von Schieferung. Die Struktur ist immer typisch granoblastisch mit nur ganz schwacher Neigung zu nematoblastischer Ausbildung. Kataklase wird sehr selten getroffen und gehört offenbar nicht zum primären Gesteinsbild; sie äußert sich etwa in undulöser Auslöschung der Augite und auch der Olivine, welche beide alsdann noch von einem Mörtelkranz feiner Trümmer umgeben sein können. — Die kristalloblastische Reihe mag lauten: Picotit — Magnetit, Granat — Augit, Hornblende — Chromit — Olivin — Feldspat, Quarz.

Die Gesteine dieser Ordnung lassen sich nach ihrem Mineralbestande gliedern in:

a) Die Familie der Olivinschiefer,
b) Die Familie der Augitschiefer.

a) DIE FAMILIE DER **OLIVINSCHIEFER.**

Sie enthält meist recht schwachschieferige Gesteine, welche nur ausnahmsweise, durch kataklastische Einwirkung, eine etwas deutlichere Schieferung annehmen können und dabei auch strukturell den typischen Habitus der tiefsten Zone etwas einbüßen. Diese Gesteine bestehen z. T. nur aus Olivin mit Erzen und Spinelliden als Nebengemengteilen, z. T. aus Olivin und Granat, welch letzterer dann gerne von dem oben beschriebenen Kelyphitkranz umsäumt ist (Tafel VIII Fig. 3). Mehrfach tritt aber auch ein Augit in größerer oder geringerer Menge ein, teils als ge-

1) T. M. P. M. XIX. 111.

wöhnlicher Augit, teils als leuchtend grüner Omphacit oder als Enstatit und Bronzit. Durch Anreicherung solcher Übergemengteile ergeben sich Übergänge nach den Augitschiefern. -- Wegen der leichten Angreifbarkeit des Olivins werden Formen mit dem unveränderten Mineralbestand der tiefsten Zone selten getroffen; gewöhnlich kann etwelche Hornblendisierung, noch öfter Durchaderung mit Serpentin beobachtet werden, wobei vielfach auch Talk und Chlorite als Nebenprodukte erscheinen. Die Olivinschiefer bilden stets nur kleine Einlagerungen in Gneißen, z. B. im Val Gorduno nördlich Bellinzona (Tessin), im Kamptal und bei Dürnstein im niederösterreichischen Waldviertel, im Eulengebirge, im Fichtelgebirge, in der Landschaft Sondmöre (Vanelven) und andern Lokalitäten Norwegens, oder sie sind mit Eklogiten und Amphiboliten verknüpft, wie bei Karlstetten in Niederösterreich und bei Himberg im Waldviertel.

b) DIE FAMILIE DER **AUGITSCHIEFER.**

Rein augitische Gesteine, die nach ihrem Chemismus hieher gehören, dürften sehr selten sein. Wie schon für die vorige Familie, so viel mehr noch hier, dürfte nur durch sorgfältige mikroskopische Analyse im engsten Anschluß an Studien im Terrain entschieden werden, ob es sich in einem vorliegenden Falle wirklich um kristalline Schiefer handelt, oder nicht eher um noch wenig veränderte Massengesteine. Am sichersten mögen jene Augitschiefer hierher gehören, welche, meist mit Eklogiten genetisch verknüpft; wesentlich aus Omphacit bestehen, weil letzterer für kristalline Schiefer typisch ist. Derselbe kann mit Enstatit vergesellschaftet sein, wie in dem von F. Frech[1] beschriebenen Gestein von Benhavitz in der Sierra Guadarrama und in dem von A. Schrauf[2] erwähnten dichten Gestein von Křemže im südlichen Böhmerwald. — Gesteine mit vorherrschendem Enstatit werden namhaft gemacht von A. Sauer und R. Beck[3] aus dem Gneiß von Klingenberg; der rhombische Augit soll dort durch Druck sich in monoklinen verwandeln. — Ein schiefriges Augitgestein mit diallagartigem Pyroxen wurde von C. W. Croß[4] im Gneiß von Pontivy (Dep. Morbihan) gefunden.

1) Sitzunsgberichte der niederrhein. Gesellschaft 1882, 145.
2) Groths Zeitschrift für Kristallographie VI 1882, 326.
3) Erläut. z. geol. Karte von Sachsen. Sekt. Tharand, 1891, 15.
4) T. M. P. M. III. 389.

2. ORDNUNG DER AMPHIBOLSCHIEFER.

(Mittlere Zone.)

Mineralbestand: Hauptgemengteile: Hornblende (tonerdearm), Strahlstein, Grünerit, Anthophyllite, Granat.
Nebengemengteile: Apatit, Magnetit, Ilmenit, Rutil, Titanit.
Übergemengteile: Plagioklase, Zoisit, Epidot, Biotit, Muscovit, Chromit, Quarz, Carbonat.

Textur: Mehr oder weniger schieferig bis linear, auch helicitisch.

Struktur: Granoblastisch bis nematoblastisch, porphyroblastisch.

Die Amphibolschiefer sind fein- bis grobkörnige Gesteine von grauen bis schwarzen, grünlichen und auch bräunlichen Farbentönen. Ihre Schieferung ist meist eine gut ausgeprägte; feine Fältelung, verbunden mit Seidenglanz zufolge vorwiegend linearer Ausbildung, kommt vor. Makroskopisch ist gewöhnlich ein Mineral der Amphibolgruppe als Hauptgemengteil erkenntlich, während die meist spärlichen Übergemengteile nur mikroskopisch faßbar sind. Von den Amphibolen erkennt man am häufigsten neben gewöhnlicher Hornblende den Strahlstein. Anthophyllite finden sich seltener; dieselben werden entweder für sich in kleineren Vorkommnissen gesteinsbildend getroffen, oder als Begleiter der andern Amphibole.

Grüne Hornblende, Strahlstein, Grünerit erscheinen stets in isomorpher Mischung unter wechselnder Beteiligung der einzelnen Moleküle, so daß die Doppelbrechung ($\gamma-\alpha$) zwischen 0,0016 und 0,0056, die Auslöschungsschiefe c : c auf (010) zwischen -20° und -11° sich bewegt, währen nach c bald mehr grüne, bald eher etwas bräunliche Farbentöne sich zeigen. Meist erscheinen kurzstengelige Individuen unter Entwicklung von (110), zuweilen auch von (010); Kristallflächen können aber auch gänzlich ausbleiben. Die Säulchen sind bald beliebig, bald ganz verworren faserig, bald parallel in der Schieferungsebene gelagert; in letzterem Falle rufen sie eine lineare Textur hervor. Polysynthetische Bildungen nach (100) sind nicht selten. Biegungen und Knickungen, sowie Zertrümmerung kommen vor; dabei kann der Zerfall größerer Individuen in kleinere entlang den Spaltflächen sich vollziehen. — Im Nephrit liegt in verworren feinfasriger Ausbildung fast reiner, farbloser Strahlstein vor. — Die rhombischeu Anthophyllite, farblos bis leicht brännlich gefärbt (mit $\gamma-\alpha$ bis 0,0024), verhalten sich in ihrer Formentwicklung vielfach wie die gewöhnliche monokline Hornblende; doch herrschen langstengelige Gestalten in annähernd paralleler, büscheliger oder ausgesprochen radialer Gruppierung vor, meist ohne deutliche Entwicklung von Prismenflächen. Neben

der Spaltbarkeit nach (110) zeigt sich gelegentlich noch eine weniger deutliche nach einem Pinakoid (100 oder 010); auch Querabsonderung, senkrecht zur Prismenaxe, ähnlich wie beim Zoisit, ist nicht selten. Parallelverwachsung mit Strahlstein wurde mehrfach beobachtet. — Der Granat, wiederum wesentlich Magnesiumtongranat, mit stärkerer oder geringerer Beimengung von Eisenton- und Kalktongranat besitzt dieselbe Formentwicklung wie in der tiefsten Zone. Er kann sich in allen Varietäten der hieher zählenden Gesteine zuweilen als Porphyroblast stark anreichern, indessen öfter auch gänzlich fehlen. Kelyphitbildung wurde hier bis jetzt noch nicht konstatiert, obgleich ein Teil dieser Gesteine von Granatolivinfelsen der vorigen Ordnung sich ableiten dürfte. Dagegen wird von Rosenbusch (Elemente, S. 527) ein granatführendes Hornblendegestein aus Canada erwähnt, in welchem der Granat von einer weißen Quarzhülle umgeben ist.

Das Mikroskop fügt texturell bezüglich der in der Regel gut ausgesprochenen Schieferung nichts wesentlich Neues hinzu. Die Strukturen sind granoblastisch bis typisch nematoblastisch; Spuren von Kataklase zeigen sich relativ selten und sind, wo solche gefunden werden, wohl sekundär; sie erscheinen als Mörtelkränze um Amphibole, wobei das restierende größere Korn undulös auslöschen, auch Biegungen und Knickungen aufweisen kann. — Die kristalloblastische Reihe dürfte lauten: Granat — Magnetit — Hornblende, Strahlstein — Anthophyllit.

Nach ihrem Mineralbestand lassen sich die Gesteine der 2. Ordnung petrographisch gliedern in:

a) Die Familie der Hornblendeschiefer.
b) Die Familie der Stralsteinschiefer und Nephrite.
c) Die Familie der Anthophyllitschiefer.

a) DIE FAMILIE DER **HORNBLENDESCHIEFER.**

Sie enthält graugrüne oder schwarzgrüne Gesteine, welche wesentlich aus meist phaneromerer Hornblende bestehen, die von Granat begleitet sein kann. Die gewöhnlich sehr deutliche Schieferung fehlt zuweilen fast ganz; in manchen dieser annähernd massigen „Hornblendefelse" mögen Übergänge oder vielleicht Angehörige für die tiefste Zone vorliegen. Die Trennung zwischen den Gesteinen der mittleren und tiefsten Stufe unterliegt hier denselben Schwierigkeiten, wie bei den Amphiboliten und bedarf in jedem einzelnen Falle der besonderen, sorgfältigen Prüfung. — An Übergemengteilen sind die Hornblendeschiefer arm: zuweilen vorkommender Olivin dürfte wohl als Relikt zu deuten sein, während Carbonate als Zersetzungsprodukte aufzufassen sind. Das

Auftreten von reichlicherem Zoisit oder Epidot leitet zu den Zoisit- und Epidotamphiboliten über, dasjenige von Plagioklas bahnt den Weg zu den Plagioklasamphiboliten. — Die Hornblendeschiefer treten auch geologisch meist innerhalb von Amphibolitstöcken als kleinere Zwischenlager auf; die bei den Amphiboliten (S. 90) erwähnten Lokalitäten können daher auch für die Hornblendeschiefer gelten.

b) DIE FAMILIE DER **STRAHLSTEINSCHIEFER** UND **NEPHRITE.**

Die Strahlsteinschiefer sind fein- bis mittelkörnige Gesteine in den verschiedensten Tönungen von Grün. Ihre Schieferung ist gewöhnlich eine gute; auch lineare und helicitische Textur wird nicht selten getroffen. Sie bestehen im wesentlichen aus Strahlstein, in allen möglichen Übergängen zu gewöhnlicher Hornblende; auch Anthophyllite können in geringer Menge eintreten. Granatreiche Strahlsteinschiefer dürften selten sein. Nebengemengteile und Accessoria sind nur spärlich und in geringer Mannigfaltigkeit vorhanden; etwas Erze und Titanmineralien, besonders Rutil, fehlen wohl kaum; Zoisit und Epidot treten nur sehr untergeordnet auf; Olivin und Spinelliden mögen wieder als Relikte aufgefaßt werden. Übergänge von Olivin und Pyroxen in Strahlstein sind schon öfter beobachtet worden, so von F. Becke im Waldviertel, von R. Schäfer im Allalingebiet, so daß damit der Übergang von peridotitischen Gesteinsformen in Strahlsteinschiefer als erwiesen gelten kann. — Während in den Strahlsteinschiefern meist gut entwickelte Individuen in granoblastischem bis nematoblastischem Gefüge vorliegen, stellen die dichten, grünlichgrau durchscheinenden Nephrite ein verworrenes, filziges Gewebe feinster Strahlsteinfasern dar bei fast vollkommenem Mangel von anderen Komponenten (Tafel VIII Fig. 4). Die daraus entspringende außerordentliche Zähigkeit der Gesteine bei splitterigem Bruche und einer größeren Härte begründet ihre kulturhistorische Bedeutung. Unter dem Mikroskop kann gelegentlich Schieferung, auch Fältelung wahrgenommen werden.

Die Strahlsteinschiefer bilden Einlagerungen in Gneißen und Glimmerschiefern, z. B. in der Val Tremola am St. Gotthard, am Stöcklistock in der Umgebung der Sustenhörner, im Silvrettamassiv, am Südabhang der Hohen Wilden (Tirol), im Erzgebirge (Hetzdorf), Fichtelgebirge (Münchberg) und Eulengebirge, oder sie sind mit Amphiboliten, mit Serpentin, Talkschiefern und Chlorit-

schiefern verknüpft. Auch in Verbindung mit Phylliten können sie gefunden werden, wie ja besonders der Strahlstein unter den Amphibolen gerne bis in die oberste Zone emporsteigt. Die in Gesellschaft von Dolomiten und körnigen Kalken (z. B. bei Tepl in Böhmen) auftretenden Vorkommnisse mögen sedimentären Ursprungs sein. — Auch der Nephrit erscheint bei Jordansmühl in Schlesien in Verbindung mit Gneiß und Serpentin; ein kleines Vorkommen im Gotthardtunnel dürfte von harzburgitischen Peridotiten abzuleiten sein. Über den geologischen Verband der anstehenden Nephrite in Zentralasien, Sibirien und Neu-Seeland stehen genauere Mitteilungen noch aus.

c) DIE FAMILIE DER **ANTHOPHYLLITSCHIEFER**.

Es sind hellbräunliche, ziemlich grobkörnige, in der Regel nur schwach geschieferte Gesteine. Ein Teil derselben besteht fast nur aus langstengeligem Anthophyllit, z. B. das Vorkommen von Snarum in Norwegen, ein anderer Teil enthält daneben noch Porphyroblasten von braunrotem Granat; das Beispiel von Schneeberg in Tirol ist außerdem durch seine Bleiglanzführung bekannt geworden. Auch andere Amphibole, wie gewöhnliche Hornblende, Strahlstein und Gedrit (Rosenbusch) sowie Eisenerze treten zuweilen zum Anthophyllit hinzu. Übergänge von Olivin in Anthophyllit sind von F. Becke[1] beobachtet worden. — Der Chemismus der Anthophyllitschiefer (vergl. Anal. 7 S. 117) weist indessen noch mehr auf Peridotite hin, die wesentlich aus rhombischen Pyroxenen bestehen, da er metasilicatischen Charakter hat.

3. ORDNUNG DER **CHLORIT-, TALK-** UND **SERPENTINSCHIEFER** („ANTIGORITE“).

(Oberste Zone.)

Mineralbestand: Hauptgemengteile: Chlorite, Talk, Antigorit, Granat.
Nebengemengteile: Apatit, Magnetit (Hämatit, Limonit), Pyrit, Rutil, Titanit.
Übergemengteile: Strahlstein, Zoisit, Albit — Turmalin, Carbonate.

Textur: Kristallisationsschieferig, helicitisch.

Struktur: Lepidoblastisch, nematoblastisch, porphyroblastisch.

1) T. M. P. M. III 1881. 388.

Die Gesteine der 3. Ordnung sind gewöhnlich dicht bis feinkörnig oder mittelkörnig, seltener grobkörnig und halten sich in weißlichen, grauen, auch tiefgrünen Farbentönen. Ihre Schieferung ist meist gut ausgeprägt; auch linerare Textur, verbunden mit Fältelung und Seidenglanz kann öfter beobachtet werden. In groberen Varietäten kommt neben schuppig-schieferiger Ausbildung die lepidoblastische Struktur schon makroskopisch zum Ausdruck, ebenso gelegentlich ein porphyroblastisches Gefüge, wenn Magnetit, Strahlstein, Granat und auch Turmalin „einsprenglingsartig" auftreten.

Die grünen oder graugrünen Chlorite — Klinochlor, bei stärkerer Doppelbrechung ($\gamma - \alpha = 0{,}011$) und $c:c - 2^{0}$ bis 9^{0}, dagegen Pennin, bei schwacher Doppelbrechung ($\gamma - \alpha = 0{,}002$) und scheinbar optischer Einaxigkeit — entwickeln ihre stets deutliche Basis fast immer ohne irgendwelche kristallographische Abgrenzung, sondern vielmehr rundlich oder in Gestalt unregelmäßiger Fetzen, oft in büschelige, wirre, auch fächerförmige Aggregate vereinigt, die den charakteristischen Pleochroismus von grün nach gelb leicht erkennen lassen. Wie in Glimmerschiefern erzeugt auch hier die parallele Lage der Blättchen, die ebenfalls einer ausgezeichneten Spaltbarkeit entsprechen, eine besonders typische Schieferigkeit der Gesteinsformen. — Auch der Talk ruft durch seine ausgeprägte, zuweilen gebogene Blätterigkeit eine gute, bald ebene, bald krumme Schieferigkeit hervor. Die weißen, grauen oder grünlichen, perlmutterglänzenden, der kristallographischen Umgrenzung ebenfalls meist entbehrenden Schuppen dieses stark doppelbrechenden ($\gamma - \alpha = 0{,}050$) Minerals schwanken in ihren Dimensionen von mikroskopischer Kleinheit bis Centimetergröße. Auch hier gruppieren sich die Blättchen zuweilen mehr oder weniger fächerförmig oder vereinigen sich bei großer Feinheit zu filzähnlichen Geweben. Fettiges Anfühlen und geringe Härte geben seinen Gesteinsformen ein besonders auffallendes Gepräge. — Der hell- bis dunkelgrüne Serpentin kann als Faserserpentin (Chrysotil) oder als Blätterserpentin (Antigorit) entwickelt sein; in letzterem Falle entsteht zuweilen durch parallele Anordnung der Blätter eine ausgesprochene Schieferung. Faserserpentin tritt mehr als Kluftausfüllung, oft auch in äußerster mikroskopischer Feinheit, im Gesteine auf, während sein Hauptkörper eher den Charakter von Blätterserpentin haben dürfte. Eine klar ausgesprochene kristallographische Umgrenzung fehlt gewöhnlich beiden Erscheinungsformen.

Da die vorstehenden Mg-Silikate sehr zu chemischer Umformung und Umkristallisation neigen, sind an ihnen kataklastische Spuren selten zu treffen; vorhandene Schieferung möchte stets als Kristallisationsschieferung zu deuten sein. — Die kristalloblastische Reihe lautet: Magnetit, Granat, Turmalin — Strahlstein — Chlorite — Talk — Carbonat — Serpentin.

Nach ihrem Mineralbestand können die hieher zählenden Gesteine petrographisch gegliedert werden in:

a) Die Familie der Chloritschiefer.
b) Die Familie der Talkschiefer.
c) Die Familie der Serpentinschiefer (Antigorite).

In der Natur finden sich auch alle möglichen Übergänge zwischen denselben reichlich vor.

a) DIE FAMILIE DER **CHLORITSCHIEFER.**

Sie enthält dunkelgrüne oder graugrüne, gut geschieferte, auch gefältelte und dann teilweise seidenglänzende Gesteine, welche wesentlich aus Klinochlor oder Pennin bestehen (Tafel VIII Fig. 5). Dadurch erhalten sie eine ausgesprochene lepidoblastische Struktur, die in den ziemlich häufigen heteroblastischen Abarten stets auch dem Grundgewebe zukommt, während Magnetit in Form von vollendeten Oktaedern und Spinellzwillingen, Granat in wohlgestalteten Rhombendodekaedern und Turmalin in meist hemimorphen trigonalen Säulen die Rolle von Porphyroblasten übernehmen. Epidot, Zoisit und Albit, welche in den Epidotchloritschiefern der vorigen Gruppe als Hauptgemengteile auftreten, fehlen hier ganz oder machen sich nur höchst untergeordnet bemerkbar. Dagegen sind Talk und Serpentin nicht selten in so bemerkenswerter Weise beigesellt, daß Übergänge nach den beiden anderen Familien der Ordnung entstehen. Auch Strahlstein wird gelegentlich angetroffen, Carbonate in der Form der Grundrhomboeder kommen öfter vor, während Apatit, Rutil und Titanit, die in den Epidotchloritschiefern reichlicher auftreten, hier zu fehlen pflegen. — Chloritschiefer sedimentärer Herkunft zeichnen sich meist durch einen in der V. Gruppe ungewöhnlich hohen Tonerdegehalt aus, z. B. diejenigen von Chiavenna (vergl. Anal. 9 S. 117), nach Rosenbusch (Elemente 522) auch solche von Benguet auf Luzon. Chloritschiefer von peridotitischer Abstammung führen wenig Al_2O_3. In beiden Lagern kann MgO gelegentlich durch FeO ziemlich weitgehend vertreten werden. — Die typischen Chloritschiefer bilden meist nur kleinere Einlagerungen in Phylliten und höheren Gneißhorizonten; auch in Verbindung mit Amphibolgesteinen treten sie auf. Als besondere Bezirke seien genannt: die penninischen Alpen, die Umgebungen von Chiavenna, das Pfitschtal und Schönberg in den Sudeten.

b) DIE FAMILIE DER **TALKSCHIEFER.**

Die Familie umschließt hellgrüne, auch graue bis weiße, fein- bis grobblätterige Gesteine von niedrigster Härte und seifigem Anfühlen, die wesentlich aus Talk bestehen und gewöhnlich deutlich geschiefert sind. Bei feinblätterigem bis dichtem Habitus tritt die schieferige Textur gewöhnlich erst unter dem Mikroskop hervor. Die Struktur ist, der Form des Talkes entsprechend, lepidoblastisch; auch heteroblastische Varietäten kommen vor. Allbekannt sind z. B. die Talkschiefer von Pfitsch und aus dem Zillertal mit feinschuppigem, talkigem Grundgewebe, in welchem bis mehrere Zentimeter lange, hell- bis dunkelgrüne, faserige oder stengelige Säulchen von Strahlstein einsprenglingsartig eingebettet sind. Umgekehrt liegen im Talkschiefer von Pontresina im Oberengadin größere Talkschuppen in einem feineren Grundgewebe aus Serpentin. An Nebengemengteilen findet sich nur Magnetit und meist in geringer Menge vor. Als Übergemengteile erscheinen am häufigsten Chlorite und Serpentin, wodurch Übergangsformen erzeugt werden, die etwa auch unter den Namen Giltstein, Lavezstein (in Uri und Graubündten) bekannt sind. Spinellide, Olivin und Augite dürften wohl als Relikte zu deuten sein. — In Talkschiefern sedimentärer Herkunft reichern sich Mg-haltige Carbonate mehr oder weniger auffallend an und leiten als Topfsteine, Listwänite usw. in die Carbonatgruppe über. — Talkschiefer erscheinen gewöhnlich als kleinere Einlagerungen in Phylliten und oberen Gneißen, oft in Begleitung von Chloritschiefern, Amphibolgesteinen, Serpentinen, auch Carbonaten. Als alpine Vorkommnisse seien genannt: die Gige bei Andermatt, Scaleglia bei Disentis, Pontresina, Chiavenna, das Gasteintal; an außeralpinen Verbreitungsgebieten sind bekannt: Münchberg im Fichtelgebirge, Erbendorf im Erzgebirge, sowie mehrfache Lokalitäten in Skandinavien und Canada.

c) DIE FAMILIE DER **SERPENTINSCHIEFER** („ANTIGORITE").

Die Serpentingesteine bilden in ihrer gewöhnlichen faserigen Ausbildung mehr massige, in der Form der Antigorite mehr blätterige bis deutlich geschieferte Formen. Feines bis dichtes Korn ist das gewöhnliche, gröbere Faserigkeit oder Blätterigkeit der Gesteine seltener. Sie zeigen meistens grüne oder bräunlichrote, auch gefleckte oder geflammte Farben, verbunden mit mattem Wachsglanz und geringer Härte; ihr Bruch ist bald eben, bald

feinsplitterig. — Die Abstammung des Serpentins von Olivin-, Augit- oder Hornblendegesteinen läßt sich oft noch deutlich erkennen, bald aus Relikten der genannten Mineralien, bald an einer speziellen Struktur des Gesteins. Da die Serpentinisierung bekanntermaßen den Spaltflächen und Klüften folgt, senkrecht zu welchen sich Chrysotilfasern zu entwickeln pflegen, während die Zwischenfelder eher in ein Aggregat von Blätterserpentin übergehen, so besitzen Olivinserpentine eine unregelmäßige „Maschenstruktur“ entsprechend der unregelmäßigen Klüftung und Spaltrißbildung des ursprünglichen Olivins, während Hornblende- und Augitserpentine in ihrer „Gitter“- oder „Fensterstruktur“ sehr oft mehr oder weniger deutlich noch den charakteristischen Verlauf der Spaltrisse jener Komponenten mit den entsprechenden Winkeln erkennen lassen. Immerhin können solche Spuren sich leicht auch gänzlich verwischen und damit verliert sich gleichzeitig die Möglichkeit solcher Feststellung des Ausgangsgesteins. — Neben Serpentin kann auch Granat (besonders Pyrop) ein Hauptgemengteil werden. Solche Granatserpentine sind dann von Granatolivingesteinen abzuleiten und ihr Pyrop besitzt auch dieselben Kelyphitmäntel wie dort; bekannt sind hierüber die Vorkommnisse von der Reutmühle im Waldviertel und von Krems bei Budweis; Granat kann zusammen mit Kelyphit noch einer vollständigen Chloritisierung anheimfallen. — Chlorite, sowie auch Talk, begleiten überhaupt gerne den Serpentin; Apatit ist in der Regel vorhanden, Magnetit in guten Kristallen oder in Körnern, oft gehäuft, als Nebenprodukt der Serpentinbildung immer in ihm zu finden. Andere Spinelliden (Picotit, Chromit) sind als Relikte zu deuten, ähnlich wie Olivine, Augite (Bronzit, Diallag) und Hornblenden. Durch solche Relikte, die in einem feineren Serpentingewebe eingebettet sind, entsteht dann eine scheinbare porphyroblastische Struktur. Als seltenere Accessoria erscheinen Strahlstein und Sprödglimmer.

Serpentin ist vielerorts im Grundgebirge zu finden, oft in Begleitung von Chlorit- und Talkschiefern, meist angelehnt an peridotitische oder gabbroide Gesteine aller Art, als deren Verwitterungsprodukt er häufig erscheint. Seine Stellung im Reiche der kristallinen Schiefer ist daher eine sehr zweifelhafte und schwankende. In der Regel möchte er am besten zu den Verwitterungsprodukten gezählt werden, besonders in der gewöhn-

lichen, massigen, faserig struierten Form, während die deutlich blätterigen Antigorite, z. B. die Vorkommnisse vom Formazzatal, vom Geißpfad im Oberwallis, von Malenco in Graubündten (Tafel VIII Fig. 6), von Sprechenstein und Stubachtal in Tirol, wohl eher den Anspruch erheben dürften, noch als kristalline Schiefer gedeutet zu werden. Viele Serpentine gehören der Phyllitregion an, z. B. die sämtlichen Vorkommnisse des Unterengadins und manche des Wallis, diejenigen von Matrei am Brenner; auch mit jüngeren Gneißen dürften sie mancherorts vergesellschaftet sein, wozu wohl einzelne Beispiele aus dem Fichtelgebirge und von Schlesien gezählt werden können. Noch andere Serpentine sind mit Eklogiten und Amphiboliten oder älteren Gneißen (Granuliten) verbunden (z. B. Vorkommnisse im Kamptal und in der Gegend von Marienbad), von denen vielleicht anzunehmen ist, daß sie durch orogenetische Vorgänge nachträglich in den Bereich der obersten Zone versetzt worden sind.

* * *

Als Beispiele für die chemische Zusammensetzung der Gesteine der V. Gruppe mögen folgende zwölf Analysen dienen (vergl. S. 116/117):

Tiefste Zone: 1. Ordnung.

1. Granatolivinfels, Val Gorduno bei Bellinzona.

Mittlere Zone: 2. Ordnung.

2. Hornblendeschiefer, Rauhental bei Eckkirch, Vogesen; R. E. S. 526, 5.
3. Hornblendeschiefer, sedimentogen, Val Tremola, St. Gotthard.
4. Nephrit (Beilchen), errat. Zug.
5. Nephrit (Beilchen), errat. Zug.
6. Stralsteinschiefer, Langenbilauer Forst, Eulengebirge; R. E. S. 526, 2.
7. Anthophyllitschiefer, Snarum, Norwegen.

Oberste Zone: 3. Ordnung.

8. Chloritschiefer, Pfitschtal, Tirol; R. E. S. 522, 3,
9. Chloritschiefer, sedimentogen, Chiavenna.
10. Talkschiefer, Pontresina.
11. Talkschiefer, Zöbtau, Mähren; R. E. S. 520, 1.
12. Serpentin mit Enstatitrelikten, Gotthardtunnel, 5185 m vom Nordportal.

○ Gruppenmittel.

Die als Beispiele für die V. Gruppe gewählten Analysen besitzen bei allen mineralogischen Verschiedenheiten der ihnen zugrunde liegenden Gesteine ganz einheitlichen, peridotitischen

Chemismus, wie ein Vergleich mit den in Rosenbuschs Elementen (S. 169) zusammengestellten Peridotitanalysen dartun kann. Eine Ausnahme hiervon macht nur die Analyse 9 (Chloritschiefer von Chiavenna), wo der hohe Tonerdegehalt auf sedimentäre Herkunft hinweist. Auch Nr. 3 (Hornblendeschiefer der Tremola) fällt durch Tonerde- und Kalkreichtum auf und dürfte, was auch seinem Auftreten innerhalb der zweifellos sedimentären Serie der

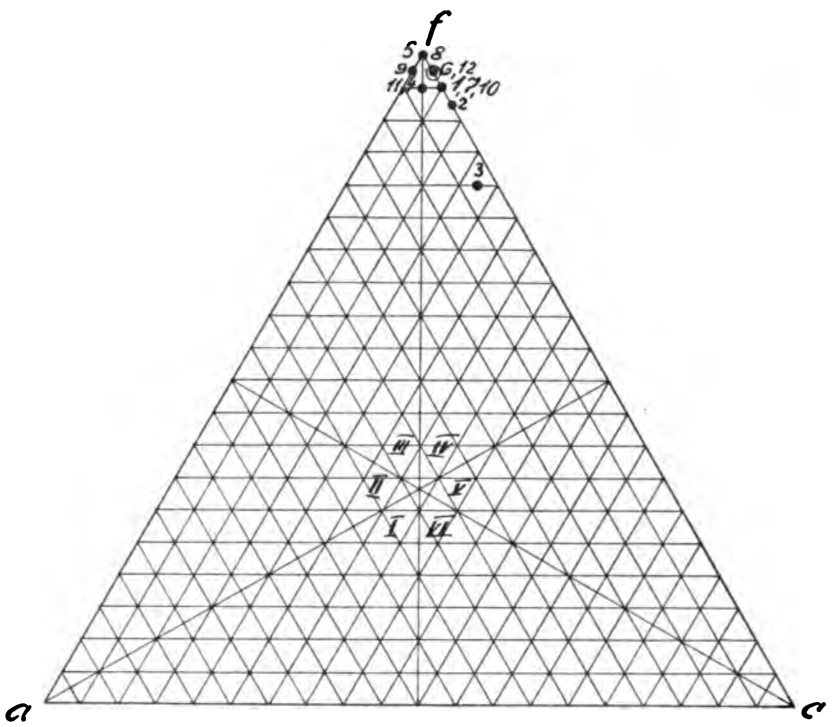


Fig. 5 Projektion nach Osann.

Tremolaschiefer entspricht, ebenfalls von einem Sediment herznleiten sein. Dieser Hornblendeschiefer steht zugleich im Projektionsbilde auffallend isoliert, mehr gegen das Gabbrofeld hingerückt, und bestätigt damit, was auch schon seine Analyse zeigt, daß er ein Übergangsglied zwischen der IV. und V. Gruppe darstellt. Die Projektionspunkte der übrigen Gesteine scharen sich dicht um den f-Pol des Osannschen Dreiecks, welcher das theoretische Peridotitmagma darstellt, und fallen mehrfach zusammen.

Nummer	1	2	3	4	5	6
Analysen						
SiO_2	44,14	46,41	48,81	53,21	57,37	54,95
TiO_2	0,15	—	Sp	Sp	—	Sp
Al_2O_3 . . .	4,25	6,73	14,54	2,49	0,85	2,88 Cr_2O_3 1,53
Fe_2O_3 . . .	3,24	4,65	0,86	4,98	0,16	0,76
FeO	5,16	2,11	2,58	1,02	5,65	6,29
CaO	3,76	10,64	16,24	11,09	11,72	11,53
MgO	38,11	26,25	14,37	23,51	22,37	21,02
K_2O	—	—	0,37	Sp	—	0,16
Na_2O . . .	—	—	0,51	0,76	—	0,25
H_2O unter 110°	0,38	3,58	0,08	0,71	0,25	0,99
H_2O über 110°	2,09		2,00	2,81	1,98	Sp P_2O_5
Summe	101,28	100,37	100,21	100,58	100,35	100,36
Spez. Gew.	3,23	—	3,09	2,98	3,08	3,05
Molekularprozente						
SiO_2	38,29	43,5	48,9	49,7	52,6	51,0
Al_2O_3 . . .	2,56	3,7	8,6	1,3	0,5	1,6
FeO	6,13	4,9	2,8	4,2	4,5	6,6
CaO	3,55	10,9	17,4	11,1	11,6	11,5
MgO	49,48	37,0	21,6	32,9	30,8	29,0
K_2O	—	—	0,2	—	—	0,1
Na_2O . . .	—	—	0,5	0,8	—	0,2
Summe	100,00	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Gruppenwerte						
S	38,3	43,5	48,9	49,7	52,6	51,0
A	0,0	0,0	0,7	0,8	0,0	0,3
C	2,6	3,7	7,9	0,5	0,5	1,3
F	56,6	49,1	33,9	47,7	46,4	45,8
M	1,0	7,2	9,5	10,6	11,1	10,2
T	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
K	0,6	0,8	0,9	0,9	1,1	1,0
Projektionswerte nach Osann						
a	0,0	0,0	0,5	0,5	0,0	0,0
c	1,0	1,5	3,5	0,5	0,0	0,5
f	19,0	18,5	16,0	19,0	20,0	19,5

Nummer	7	8	9	10	11	12
Analysen						
SiO_2	54,90	31,54	29,69	38,19	53,28	40,40
TiO_2	0,13	—	1,84	—	—	Sp
Al_2O_3	9,14	5,44	28,66	5,62	4,43	2,63
Fe_2O_3	3,47	10,18	2,07	1,36	5,79	4,31
FeO	4,90	—	2,89	2,43	1,04	4,98
CaO	1,88	—	—	2,37	1,51	1,74
MgO	24,51	41,54	21,78	34,96	29,85	40,37
K_2O	—	—	0,36	—	1,49	—
Na_2O	—	—	0,57	—		—
H_2O unter 110°	0,05	9,32	—	—	2,60	0,02
H_2O über 110°	1,34		11,91	15,03		5,33
Summe	100,32	98,02	99,77	99,96	99,99	99,78
Spez. Gew.	3,13	—	2,75	2,77	—	3,07
Molekularprozente						
SiO_2	52,0	30,1	36,4	38,5	49,0	36,2
Al_2O_3	5,1	3,1	19,7	3,3	2,4	1,4
FeO	6,3	7,3	4,6	3,1	4,8	6,6
CaO	1,9	—	—	2,6	1,5	1,6
MgO	34,7	59,5	38,3	52,5	41,2	54,2
K_2O	—	—	0,3	—	1,1	—
Na_2O	—	—	0,7	—		—
Summe	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Gruppenwerte						
S	52,0	30,1	36,4	38,5	49,0	36,2
A	0,0	0,0	1,0	0,0	1,1	0,0
C	1,9	0,0	0,0	2,6	1,3	1,4
F	41,0	66,8	42,9	55,6	46,2	61,0
M	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,2
T	3,2	3,1	19,7	0,7	0,0	0,0
K	1,2	0,5	0,7	0,6	0,9	0,5
Projektionswerte nach Osann						
a	0,0	0,0	0,5	0,0	0,5	0,0
c	1,0	0,0	0,0	1,0	0,5	0,5
f	19,0	20,0	19,5	19,0	19,0	19,5

Und zwar sind es nicht Gesteine derselben Familie, sondern solche von ganz verschiedenartigem Mineralbestand, wie z. B. Strahlsteinschiefer und Serpentin (Nr. 6 und 12), Granatolivinfels, Anthophyllitschiefer und Talkschiefer (Nr. 1, 7 und 10), deren ähnlicher Chemismus auf diese Weise in die Augen springt und bestätigt, welche verschiedene Ausbildungsweise derselbe Stoff unter den verschiedenen Bedingungen der Zonen gewinnen kann. — Für die tiefste Zone steht uns leider nur eine Analyse zur Verfügung, weil Glieder dieser Ordnung selten sind und in der Literatur Analysen von Olivin- und Augitgesteinen, welche zweifellos den kristallinen Schiefern angehören, nicht gefunden wurden.

VI. GRUPPE.

JADEITGESTEINE.

Gruppen-Mittelwerte: **S=64,0 A=14,0 F=4,5 T=0,4. K=0,7 C=1,0 M=1,3.** **Projektionswerte** (nach Osann): $a_{15,0}$ $c_{1,0}$ $f_{4,0}$.

Im Chemismus der VI. Gruppe fällt vor allem der hohe Wert der Alkalien auf, welcher denjenigen der I. Gruppe noch übersteigt. Da dieselben meist ganz mit Tonerde gebunden werden können, wird A sehr groß (= 12—18). Der Kieselsäuregehalt ist ein mittlerer (S = 60—70 Mol.%). K bleibt trotzdem klein (= 0,6—0,8), weil der Divisor dieses Quotienten durch den hohen Betrag von A sehr groß wird. CaO, MgO und FeO treten ziemlich zurück; es ist daher sowohl C als F immer nur niedrig. Doch kann es vorkommen, daß die Tonerde nicht mehr ganz ausreicht, um den Kalk zu sättigen; dann erhält M einen kleinen Wert (= 0—5,0). Andererseits kann aber auch ein kleiner Überschuß an Tonerde sich einstellen (T = 0—0,5).

Der Chemismus der VI. Gruppe erinnert an denjenigen foyaitischer (elaeolith-syenitischer) Gesteine, wobei aber zu bemerken bleibt, daß das Schwergewicht der Alkalien, in Abweichung von den genannten Massengesteinen, immer auf der Seite des Natriums liegt. Die Menge an Kalium übersteigt selten einige Prozente. — Die Ableitung hierher gehöriger kristalliner Schiefer von foyaitischen Gesteinen und deren Verwandten ist daher nicht vollkommen einwandfrei, wenn ihr auch einige Wahrscheinlichkeit nicht abgesprochen werden kann.

1. ORDNUNG DER **JADEITE**.

(Tiefste Zone.)

Mineralbestand: Hauptgemengteil: Jadeit.
Nebengemengteile: Apatit, Magnetit, Rutil, Titanit.

Übergemengteile: Orthoklas, Albit, Nephelin, Granat, Hornblende.

Textur: Massig bis schieferig.

Struktur: Granoblastisch bis nematoblastisch.

Die Jadeite sind dichte bis feinkörnige, selten mittelkörnige, splitterig brechende Gesteine von weißer oder grüner Farbe, auch heller oder dunkler gefleckt und geflammt. Ihre Textur ist in der Regel durchaus massig; doch wurde neuerdings von M. Bauer[1] an birmanischen Jadeiten auch eine mehr oder weniger deutlich ausgesprochene Schieferung konstatiert. — Vom Mineralbestand ist nur selten ein Jadeitsäulchen durch seine aufblitzenden Spaltflächen makroskopisch erkennbar.

Der Jadeit ist gewöhnlich kurzsäulig nach (110) oder noch häufiger körnig; daneben kommen auch etwas lamellare und faserige Formen vor, die indessen wohl kaum primär, sondern durch Zerdrücken der größeren Individuen und Auseinanderfallen derselben (bei der Schleifoperation?) parallel der sehr ausgeprägten prismatischen Spaltbarkeit entstanden sind. Auch die polysynthetischen Bildungen nach (100), die etwa angetroffen werden, können vielleicht sekundär und auf Druck zurückzuführen sein. Die Orientierung der Augitindividuen ist in der Regel ganz beliebig; eine annähernde Parallelität derselben nach der Prismenachse kann vorkommen und dadurch eine schwache Schieferung erzeugt werden. In optischer Beziehung zeigt er eine mittlere Doppelbrechung ($\gamma - \alpha = 0{,}029$) und eine Auslöschungsschiefe $\mathfrak{c} : \mathfrak{c}$ von 33,5°—41°. M. Bauer (a. a. O.) beobachtete an birmanischen Jadeiten entlang Quetschzonen eine Umwandlung in eine natriumhaltige, blaugrüne Hornblende. Diese Erscheinung kann wohl als Übergangsstadium in ein Gestein der mittleren oder oberen Zone gedeutet werden. — Unter den Feldspäten wird am häufigsten der Orthoklas erwähnt; er erscheint als einfacher Kristall oder als Karlsbaderzwilling und wird in größeren Körnern von Jadeitsäulchen durchspickt, oder tritt, wie der Albit, als Füllmasse zwischen den Jadeiten auf. — Nephelin durchzieht nach M. Bauer (a. a. O.) einen grünen Jadeit von Tibet in weißen Schnüren. Es ist dies das erste und einzige Mal, daß Nephelin in einem metamorphen Gestein getroffen wurde. Man wäre geneigt, hier an ein reliktisches Vorkommen zu denken, wenn nicht das Auftreten in Schnüren dem etwas entgegenstünde.

Die Struktur der Jadeitgesteine ist meist ausgesprochen granoblastisch (Tafel IX Fig. 1), indem die annähernd isometrischen Jadeite ein nur von spärlichen Rutilsäulchen unterbrochenes körniges Gewebe bilden. Durch Kataklase können lokal anscheinend faserige Gefüge hervorgebracht werden, indem größere Jadeite leicht in stengelige zerfallen. Sie äußert sich weiter durch undulöse Aus-

1) Mineralog. Centralbl. 1906, 97.

löschung, Biegung der Individuen, Brüche und Erweiterung von Spaltrissen; trotzdem bleibt die ursprüngliche Pflasterstruktur unverkennbar. Immerhin scheint eine noch weitergehende Zertrümmerung zu einer Art mechanischer Schieferung führen zu können. Auch solche Abänderungen sind wohl sekundär und erst in einem höheren Niveau erworben worden, wie das Zusammenvorkommen der wenigen, anstehend gefundenen Jadeite mit Serpentin, Glaukophan- und Albithornblendegesteinen es wahrscheinlich macht. Dies gilt von den Vorkommnissen in Tammaw in Oberbirma und auch von denen im Küen-Lüen in Ostturkestan. S. Franchi[1] erwähnt noch einen Jadeit von Monviso (nebst dessen Analyse von Damour). — Angesichts der wenigen vorliegenden Erfahrungstatsachen bleibt die Zugehörigkeit der Jadeite zur tiefsten Zone ein Wahrscheinlichkeitsschluß, da die Pyroxene im allgemeinen Mineralien der Tiefe sind und weil auch die texturellen und strukturellen Eigenschaften der Jadeite, die denen von granatfreien und granatarmen Eklogiten am meisten gleichen, dafür zu sprechen scheinen.

Gesteinsformen der mittleren und oberen Zone, die dem Chemismus der VI. Gruppe entsprechen, sind uns bis jetzt nicht bekannt geworden. Es müßten dies z. B. Gesteine sein, die wesentlich aus einer natriumreichen, eisenarmen Hornblende, allein oder in Verbindung mit Albit, auch Muscovit oder Sericit bestehen dürften.

*
* *

Als Beispiele für die chemische Zusammensetzung der Gesteine der VI. Gruppe mögen folgende drei Analysen dienen (vergl. S. 122):

Tiefste Zone: 1. Ordnung.

1. Jadeit, Tammaw, Oberbirma; R. E. S. 525, 1.
2. Jadeit (Beilchen), Mörigen, Bielersee (Anal. v. Hirschi).
3. Jadeit (Beilchen), Bauschanze, Zürich (Anal. v. Hirschi).

Mittlere Zone: 2. Ordnung. —

Oberste Zone: 3. Ordnung. —

○ Gruppenmittel.

1) Giacimenti alpini ed appenninci di roccie giadeitiche. Atti del congresso internazionale di scienze storiche. Roma 1904.

Nummer	1	2	3	1	2	3
	Analysen			Molekularprozente		
SiO_2	58,46	58,39	58,41	66,1	65,1	64,2
TiO_2	—	0,13	0,17	—	—	—
Al_2O_3 . . .	25,75	22,77	21,35	17,3	15,0	13,8
Fe_2O_3 . . .	—	2,42	1,31	—	—	—
FeO	—	0.27	0,31	—	2,3	1,4
CaO	0,63	1,70	3,45	0,8	2,0	4,1
MgO	0,34	1,27	2,01	0,6	2,1	3,3
K_2O	—	0,27	0,77	—	0,2	0,5
Na_2O	13,93	12,39	12,03	15,2	13,3	12,7
H_2O unter 110°	1,00	0,08	0,09	—	—	—
H_2O über 110°		0.24	0,31	—	—	—
Summe	100,11	99,93	100,21	100,0	100,0	100,0
Spez. Gew.	3,33	3,31	3,36			

	Gruppenwerte			Projektionswerte nach Osann		
S	66	65,1	64,2			
A	15,2	13,5	13,2			
C	0,8	1,5	0,6	a 19,0	13,5	12,0
F	0,6	4,9	8,2	c 0,5	1,5	0,5
M	0,0	0,5	3,5	f 0,5	5,0	7,5
T	1,3	0,0	0,0			
K	0,7	0,7	0,7			

Von den drei hier aufgeführten Jadeitanalysen zeigt die des Gesteins von Tammaw (Nr. 1) den chemischen Charakter des fast reinen Natriumaugites. Ihr Projektionspunkt (Fig. 6 S. 131) fällt demgemäß nahezu mit dem a-Pol des Osannschen Dreieckes zusammen, welcher den Ort des theoretischen Alkalisilikates darstellt. In den beiden anderen Beispielen veranlassen die ziemlich geringfügigen Beimischungen von CaO, MgO und FeO stärkere Verschiebungen der Projektionspunkte, besonders gegen den f-Pol hin, die viel bedeutender ausfallen, als dies bei der großen Übereinstimmung der drei Analysen sich erwarten läßt. — Bei noch stärkerer Beteiligung jener Oxyde, wie sie durch eine Anzahl in der Literatur mitgeteilter Beobachtungen und Analysen belegt wird

(S. Franchi a. a. O.[1], L. Hezner[2]), entstehen Übergangsglieder zwischen jadeitischen, chloromelanitischen und auch eklogitischen Gesteinen. — Das Gebiet der jadeitischen Projektionen liegt im II. Sextanten und fällt zum Teil mit demjenigen von granitischen und syenitischen Aplitderivaten zusammen. Die Abtrennung letzterer von den Jadeiten ist daher weniger durch die Osannsche Projektion, als durch die Gruppenwerte gegeben, da die chemische Differenz der beiden Gesteinsarten hauptsächlich auf der Menge des SiO_2 und seinem Verhältnis zu den Alkalien beruht, welche beide in der Projektion nicht zum Ausdruck kommen.

---

1) Ebenso: Über Feldspat-Uralitisierung der Natron-Tonerde-Pyroxene aus den eklogitischen Glimmerschiefern der Gebirge von Biella, N. J. 1902, II.

2) Über einige in schweizerischen Pfahlbauten gefundenen Steinwerkzeuge, N. J. B. B. XX, 1905, 133.

VII. GRUPPE.

CHLOROMELANITGESTEINE.

Gruppen- S=57,0 A=7,4 F=25,2 T=0,0. **Projektionswerte** (nach Osann):
Mittelwerte: K=0,8 C=0,6 M=7,0. $a_{4,5}$ $c_{0,5}$ f_{15}.

Der Kieselsäuregehalt sinkt in der VII. Gruppe unter das Mittel und bleibt ungefähr auf der Höhe dessen der IV. Gruppe stehen (S = 50—60 Mol. %). K ist eher etwas kleiner als dort (0,6 — 0,9), weil der Nenner dieses Quotienten durch den bedeutenden Alkaligehalt wiederum groß wird. Die Höhe der Alkalien (A = 6 — 10) bildet nämlich neben der mittleren Kieselsäuremenge und dem großen Gehalte an FeO und MgO (F = 20 — 35) das charakteristische Gruppenmerkmal. Die Tonerde reicht nicht in allen Fällen aus, um die Alkalien ganz zu sättigen, und nur zuweilen bleibt ein kleiner Rest derselben zur teilweisen Bindung des in der Regel nicht unbedeutenden Kalkgehaltes (C = 3,0 — 0,0); M(= 3,0 — 15,0) erhält darum öfter einen ziemlich beträchtlichen Wert, indes T stets Null bleibt. — Der Chemismus der VII. Gruppe stimmt mit demjenigen von theralithischenMagmen weitgehend überein. Auch gewisse monzonitische Lamprophyre (Minetten und Kersantite), fallen unter seinen Typus, so daß ihre Derivate unter den kristallinen Schiefern dieser Gruppe untergebracht werden müssen. Dazu können noch kommen die Abkömmlinge gewisser alkalireicher Sedimente, welche an Stelle von Tonerde reichlich Eisen führen.

1. ORDNUNG DER **CHLOROMELANITE.**

(Tiefste Zone.)

Mineralbestand: Hauptgemengteile: Chloromelanite (Jadeit mit starker isomorpher Beimischung von Augit).

Nebengemengteile: Magnetit, Apatit, Rutil, Titanit.

Übergemengteile: Granat, Orthoklas, Plagioklas, Hornblende.

Textur: Massig bis schieferig.

Struktur: Granoblastisch.

Die Chloromelanite sind meist dichte, selten feinkörnige, dunkelgrüne Gesteine von splitterigem Bruch und sehr großer Zähigkeit. Schieferung macht sich makroskopisch kaum je bemerkbar und der Mineralbestand kann mit dem unbewaffneten Auge nicht erschlossen werden.

Unter dem Mikroskop erscheint der Chloromelanit in annähernd isometrischen Körnern, oft buchtig ineinander greifend, oder kurz prismatisch, wobei (110) nur ganz vereinzelt auftritt (Tafel IX Fig. 2). Augitische Spaltbarkeit ist etwa eben so deutlich ausgesprochen wie in den Jadeiten; dagegen sind kataklastische Erscheinungen an den uns bekannt gewordenen Chloromelaniten weniger ausgeprägt und gehen selten weiter als bis zu undulöser Auslöschung oder spärlichen Brüchen. Oft kann deutlich isomorphe Schichtung konstatiert werden. Die Polarisationsfarben gehen in guten Dünnschliffen nicht über Orange der I. Ordnung hinaus und die Auslöschungsschiefe von c:c beträgt circa 60°. — Umwandlungen des Chloromelanites in eine blaugrüne Hornblende treten in derselben Weise auf, wie an den Omphaciten der Eklogite: zum Teil wird der Pyroxen einfach durch Amphibol ersetzt; häufiger aber erfolgt die Hornblendisierung durch randliche Zerfaserung, die endlich zu vollständiger Aufzehrung des Chloromelanites führen kann. — Von den im ganzen seltenen Übergemengteilen tritt am häufigsten Granat auf in rundlichen Körnern, während Feldspäte die geringfügigen Interstitien zwischen den Hauptkomponenten ausfüllen. — Die Nebengemengteile an Erzen, Rutil und Titanit sind gewöhnlich nur spärlich vorhanden, wie denn überhaupt die Chloromelanite an Reinheit des Mineralbestandes den Jadeiten gleichen.

Ihre Struktur ist ebenfalls typisch granoblastisch, mit nur schwach angedeuteter nematoblastischer Tendenz, welche durch annähernd parallel geordnete Chloromelanitsäulchen hervorgerufen wird.

Anstehend sind unseres Wissens Chloromelanite noch nicht mit Sicherheit bekannt geworden, sondern vorwiegend in Rohmaterialien und Artefakten der Pfahlbauten. S. Franchi (a. a. O.) hält es für wahrscheinlich, daß in den Westalpen und im ligurischen Appennin, ebenso in einzelnen französischen Tälern der cottischen Alpen und in den linken Seitentälern der Rhone (Val Bagne und Umgebungen von Zermatt) sich Chloromelanite, vielleicht in Ver-

bindung mit Jadeiten und Eklogiten, anstehend vorfinden müssen. — Ihre Zuweisung in die tiefste Zone ist wiederum nur nach Analogie erfolgt.

2. ORDNUNG DER HORNBLENDEREICHEN CHLOROMELANITE UND BIOTITPLAGIOKLASSCHIEFER.

(Mittlere Zone).

Mineralbestand: Hauptgemengteile: blaugrüne Hornblende, Biotit — Albit, Oligoklas.
Nebengemengteile: Magnetit, Apatit, Zirkon, Rutil, Titanit, Pyrit.
Übergemengteile: Orthoklas, Epidot, Zoisit; Granat, Muscovit, Quarz, Carbonat.

Textur: Kristallisationsschieferig, seltener annähernd massig.

Struktur: Grano- bis lepidoblastisch, porphyroblastisch.

Die nach ihrem Chemismus und ihrer mineralogischen Zusammensetzung hieher gehörigen Gesteine sind schon makroskopisch scharf in zwei Abteilungen getrennt. Die Eine derselben (hornblendereiche Chloromelanite) charakterisiert sich bei schwarzgrüner Farbe und schwachschieferiger Textur durch dichtes bis feines Korn, das vom Mineralbestand mit unbewaffnetem Auge nichts erkennen läßt; damit verbindet sich ein splitteriger Bruch und große Zähigkeit des Materials. Die andere Abteilung (die Biotitplagioklasschiefer) ist ausgezeichnet kristallisationsschieferig, fein- bis mittelkörnig, dunkler oder heller braun, zuweilen weiß und dunkel gesprenkelt, und besitzt in der Regel phaneromeren Biotit neben mattweißem Feldspat.

Unter dem Mikroskop erscheint die in beiden Abteilungen auftretende Hornblende sehr oft blaugrün nach $\mathfrak{c}$, gelb nach $\mathfrak{a}$ und bräunlichgrün nach $\mathfrak{b}$. Die Intensität des bläulichen Tones ist in den einzelnen Individuen wechselnd, zuweilen nur sehr schwach, manchmal entschieden vorherrschend, indem das Grün ganz zurücktritt. Die Auslöschungsschiefe c:c ist die der gewöhnlichen Hornblende (12° bis 20°). Die kristallographische Begrenzung ist meist gut, indem (110) in der Regel, (010) häufig, aber immer nur schwach entwickelt ist; terminale Flächen pflegen zu fehlen. Parallele Lage der Säulchen unterstützt auch hier die Schieferung. — Der Biotit ist schokoladebraun, tiefbraun oder rötlichbraun und zeigt, wo er als Hauptgemengteil auftritt, fast immer strenge Parallelität seiner einschlußfreien Blätter. Kleine Biotitschuppen pflegen in größeren Albiten reichlich zu Gaste zu sein. — Der Albit tritt in rundlichen, wasserklaren Körnern auf ohne Kristallumgrenzung; nur selten macht sich Zwillingsbildung bemerkbar, öfter die Spaltbarkeit nach (001), zuweilen auch

die nach (010). Vereinzelt treten größere Albite einsprenglingsartig hervor und sind dann ganz von rundlichen Epidotkörnchen oder den oben erwähnten Biotitschüppchen durchspickt. Sonst treten die Albite in parallelen Lagen zwischen den Biotiten auf und unterstützen dadurch die Schieferung des Gesteins. — Ab und zu sind saure Plagioklase (Oligoklase) dem Albit beigesellt und lassen sich durch ihre feine Zwillingslamellierung leicht von ihm unterscheiden, sind ihm aber sonst in der Formengebung gleich. — Der Epidot erscheint immer in knolligen Körnern, oft gleichmäßig in das Gestein eingestreut, oft parasitär im Albit, und ist in diesem Falle wohl aus der Entmischung eines Kalknatronfeldspates hervorgegangen; ähnlich der Zoisit. — Granat noch unbekannter Zusammensetzung wird in spärlichen, schwach rötlichen Körnern getroffen; Muscovit begleitet selten den Biotit.

Texturell enthüllt das Mikroskop in diesen Gesteinen der mittleren Zone nichts wesentlich Neues. — Die Struktur ist stets deutlich kristalloblastisch, fast ohne jegliche Spur von Kataklase, vorwiegend granoblastisch, mit Neigung zu nematoblastisch bei vorherrschenden Hornblendesäulchen, oder zu lepidoblastisch, wenn die Biotitblätter angereichert sind. — Die kristalloblastische Reihe lautet: Rutil, Titanit — Granat — Pyrit, Magnetit — Hornblende — Glimmer — Carbonat, Epidot — Albit, Oligoklas — Quarz.

Die Gesteine der zweiten Ordnung lassen sich nach ihrem Mineralbestand und Habitus petrographisch gliedern in:

a) die Familie der Hornblende-Chloromelanite,
b) die Familie der Biotitplagioklasschiefer.

a) DIE FAMILIE DER **HORNBLENDE-CHLOROMELANITE.**

Sie leiten sich von den eigentlichen Chloromelaniten der tiefsten Zone dadurch ab, daß die Hornblendisierung der Augite bis fast zur vollkommenen Verdrängung des letzteren Minerals fortschreitet. Solche Vorkommnisse sind indessen nur ganz vereinzelt bekannt geworden, häufiger Übergangsglieder zwischen der tiefsten und mittleren Stufe, z. B. durch S. Franchi (a. a. O.) von Sinette im Susatal und durch S. Penfield[1] von St. Marcel, ebenfalls in Piemont. — In einem durch von Fellenberg am Bielersee aufgefundenen erratischen Rohmaterial macht sich neben der blaugrünen Hornblende, zwischen welcher immer noch reichliche Relikte von chloromelanitischen Augiten liegen, ziemlich häufige

1) On some Minerals from the Manganese Mines of St. Marcel in Piedmont, Italy. Americ. Journ. of. Sc. vol. 46, 1893.

Neubildung von bräunlichem Epidot geltend; außerdem ist das Gestein reich an Titanit und Erz und enthält ziemlich viel von Epidot durchspickten Albit als Füllmasse zwischen den Hornblenden. Da eine Analyse desselben einstweilen aussteht, ist es immerhin noch nicht vollkommen sicher, ob sein Alkaligehalt dem für diese Gruppe geforderten entspricht oder ob nur ein Zwischenglied zwischen den Mesogesteinen der IV. und VII. Gruppe vorliegt.

b) DIE FAMILIE DER **BIOTITPLAGIOKLASSCHIEFER.**

Ihr Mineralbestand ist wesentlich Biotit und Albit; Hornblende kann den Biotit weitgehend vertreten, aber auch ganz fehlen. Dazu tritt in der Regel ziemlich reichlich Epidot, der von Zoisit begleitet sein kann; Calciumsilikat mag indessen auch ziemlich weitgehend durch Calciumcarbonat ersetzt werden. Saurer Plagioklas gesellt sich etwa zum Albit, und Quarz erscheint vereinzelt zwischen den Albiten; auch Myrmekitbildung macht sich gelegentlich deutlich bemerkbar, z. B. in Vorkommnissen des Simplontunnels. Titanmineralien, besonders Titanit, sind reichlich vorhanden; neben Magnetit kann noch Pyrit gefunden werden. — Kataklase fehlt diesen Gesteinen fast ganz; das Gefüge ist ausgesprochen kristalloblastisch: granoblastisch in den glimmerarmen, mehr lepidoblastisch in den glimmerreichen Varietäten (Tafel IX Fig. 3). Durch größere Albite entsteht zuweilen eine schwach porphyroblastische Struktur. — Diesen Gesteinen liegen zum Teil, wie aus ihrer Lagerungsform geschlossen werden kann, monzonitische Lamprophyre (Minetten, Kersantite), vielleicht auch nur konkretionäre Ausscheidungen, zugrunde. Sie sind uns z. B. bekannt geworden aus granitischen und sedimentogenen Gneißen des St. Gotthard[1]. Auch die von F. Becke[2] in den Zillertaler Alpen innerhalb des Zentralgneißes, besonders im Floitental, aufgefundenen, wesentlich aus Oligoklas, Biotit und Zoisit, nebst etwas Quarz, bestehenden Gesteine, die manchmal auch etwas Hornblende führen, mögen hieher gehören. F. Becke hat (a. a. O.) für sie den Namen „Floitite" vorgeschlagen. Ähnliche Gesteine, die mit den vom St. Gotthard bekannten gut überein-

1) Vergl. P. Waindziok, Petrographische Untersuchungen an Gneißen des St. Gotthard. Zürich. Diss. Berlin 1906.

2) Über Mineralbestand und Struktur der krist. Schiefer, Sitzungsbericht der Wiener Akademie 1903, S. 29.

stimmen, wurden von ihm auch in der Umgebung der Berlinerhütte nachgewiesen. — Sedimentogene Derivate werden, wenigstens teilweise, in jenen hier einzufügenden Vorkommnissen zu vermuten sein, in denen dar Biotit zum allein herrschenden Gemengteil wird und wo die lepidoblastische Struktur die überwiegende ist. Solche finden sich mehrfach innerhalb des Simplontunnels, ebenso im Gehänge nördlich des Lucendrosees am St. Gotthard (a. a. O. Anal. S. 51).

ORDNUNG DER **GLAUKOPHANALBITSCHIEFER.**

(Oberste Zone.)

Mineralbestand: Hauptgemengteile: Glaukophan, Albit, Sericit, Chlorit, Epidot.
Nebengemengteile: Apatit, Magnetit, Haematit, Rutil, Titanit, Zirkon, Pyrit.
Übergemengteile: Zoisit, Lawsonit, Granat, Strahlstein, Turmalin, Quarz, Carbonat.

Textur: Kristallisationsschieferig, linear, helicitisch.

Struktur: Nemato- bis lepidoblastisch, poikiloblastisch.

Die Gesteine dieser Ordnung sind fein- bis mittelkörnig, weiß und grünblau gesprenkelt oder gestreift. Ihre Schieferung, bisweilen nur schwach ausgeprägt, kann bis zur Dünnblätterigkeit gehen; auch feinste Fältelung kommt öfter vor. Von den Hauptgemengteilen können Glaukophan, Sericit und Chlorit gewöhnlich schon mit dem unbewaffneten Auge erkannt werden, zuweilen auch Epidot.

Unter dem Mikroskop erweist sich der Glaukophan nach seinem ganzen Verhalten dem der Glaukophanite (vergl. IV. Gr. S. 93) durchaus ähnlich und kann daher auf das dort Mitgeteilte verwiesen werden. Nur die parallele Orientierung der oft außerordentlich langsäuligen Glaukophane (Tafel IX Fig. 4) wird gelegentlich hier eine viel ausgesprochenere als dort. — Der Sericit nimmt zuweilen die Dimensionen von Muscovitblättchen an; er ist silberweiß und bildet wechselnde Lagen, Züge und Streifen, welche mit Glaukophan- und auch Epidotlagen alternieren. In den blätterigen Varietäten ist er der Hauptträger der Paralleltextur; in den sericitärmeren Formen ist seine Anordnung weniger deutlich parallel, manchmal sogar richtungslos. — Der Albit, gewöhnlich in rundlichen, buchtigen, auch ausgeschwänzten Körnern ausgebildet, zeigt auch hier wieder selten Zwillingsamellierung, indes die Spaltbarkeit gut entwickelt ist. In stark schieferigen Varietäten tritt er in gesonderten Lagen auf; sonst ist er als Füllmasse zwischen den andern Komponenten ziemlich gleichmäßig im Gestein verteilt. Dadurch, daß er alle übrigen Gemengteile einschließt, entsteht eine ausgesprochen poikiloblastische Struktur. — Der Epidot liegt in länglichen Körnern teilweise der

Schieferungsebene parallel, teils bildet er Linsen, welche von Sericitschuppen und Glaukophanstengeln umschmiegt werden. Mit abnehmender Schieferigkeit der Gesteine wird er mehr isometrisch und verliert jegliche Orientierung. Alsdann ist er auch regelmäßiger durch das ganze Gestein verteilt, während er sonst auch gern in Streifen und Lagen sich anreichert. Gelegentlich wird er von Zoisit oder Lawsonit begleitet. — Der blätterige Chlorit, mit deutlichem Pleochroismus von gelbgrün nach blaugrün nimmt mit dem Zurücktreten des Sericites mehr und mehr zu. Da er ganz beliebig orientiert sein kann, trägt er zur Paralleltextur nicht immer bei; in albitreichen, undeutlich geschieferten Varietäten wird er zum Hauptgemengteil. In chloritreichen Formen treten auch schön geformte Titanite, sowie Magnetite in großer Menge auf. Hellbräunlicher Granat ist selten; durch Anreicherung von Carbonat entstehen Übergangsformen nach Epigesteinen der IX. Gruppe. — In stärker Sericit führenden Abarten begegnet man wiederum öfter hübschen trigonalen Turmalinsäulchen, die parallel der Schieferungsebene eingelagert sind und gerne von Quarzlagen begleitet werden.

Die Textur erscheint unter dem Mikroskop im allgemeinen typisch kristallisationsschieferig, die Struktur ausgesprochen kristalloblastisch. Doch sind daneben kataklastische Spuren keine Seltenheit; sie erscheinen als undulöse Auslöschung von Albit und Quarz, als Brüche an Glaukophan, Epidot und Turmalin, doch stets nur untergeordnet. Sehr schön ist gelegentlich poikiloblastisches Gefüge wahrnehmbar. — Die kristalloblastische Reihe dürfte lauten: Rutil, Titanit — Granat, Turmalin — Glaukophan — Sericit — Chlorit, Epidot — Albit, Quarz.

Die Ordnung der Glaukophanalbitschiefer läßt sich je nach dem Vorherrschen oder Zurücktreten von Sericit, beziehungsweise Chlorit, noch gliedern in:

a) Die Familie der Sericit-Glaukophanalbitschiefer.

b) Die Familie der Chlorit-Glaukophanalbitschiefer.

Erstere, deutlich geschiefert und oft stark gefältelt, führen neben Glaukophan und Albit als Hauptgemengteile Sericit und Epidot, die sich in Schlieren und Zügen anordnen, letztere, meist nur undeutlich geschiefert, lassen neben Glaukophan und Albit als Hauptgemengteile Chlorit und Epidot erkennen in gleichmäßiger Verteilung; doch entwickelt sich hier zuweilen eine Lagentextur, z. B. in einem Vorkommen von Valle di Po in Piemont. Die beiden Familien sind durch zahlreiche Übergänge mit einander verbunden und finden sich auch in der Natur oft nebeneinander vor. Auch mit den Glaukophaniten und den Chloritepidotschiefern der IV. Gruppe sind sie durch Zwischenglieder verknüpft. In typischer Ausbildung treten sie im Val de Bagne im Wallis auf;

außerdem werden sie erwähnt von S. Franchi aus dem westlichen Teil der ligurischen Alpen. O. Lüdecke und ebenso H. von Foullon und V. Goldschmidt beschrieben schon früher Vorkommnisse von der griechischen Insel Syra.

*
* *

Für die chemische Zusammensetzung der Gesteine der VII. Gruppe mögen nachfolgende sechs Analysen als Beispiele dienen (vergl. S. 132):

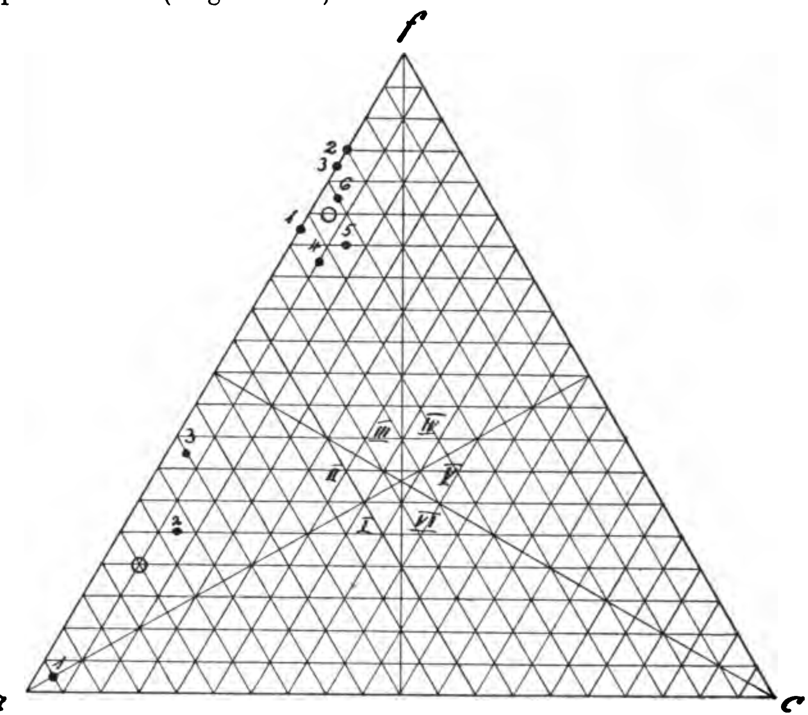


Fig. 6 Projektion nach Osann.

Tiefste Zone: 1. Ordnung.

1. Chloromelanit, erratisch, Mörigen am Bielersee.
2. Chloromelanit, „Kieselstein" aus den Moränen von Rivoli (Anal. von Piolti), in S. Franchi a. a. O.

Mittlere Zone: 2. Ordnung.

3. Hornblende-„Chloromelanit", St. Marcel, Piemont (Anal. von S. Penfield a. a. O.). Übergang von Kata- nach Mesostufe.
4. Biotitplagioklasschiefer, Simplontunnel, 3552 m vom SO.-Portal.

Oberste Zone: 3. Ordnung.

5. Sericit-Glaukophanalbitschiefer, Lavintzie, Val de Bagne (Wallis).
6. Chlorit-Glaukophanalbitschiefer, Lourtier, Val de Bagne.

Nummer	1	2	3	4	5	6
Analysen						
SiO_2	55,11	55,11	54,59	44,95	47,95	45,96
TiO_2	0,36	—	—	2,62	4,28	4,68
Al_2O_3	13,49	9,66	9,74	16,33	14,10	12,77
Fe_2O_3	10,09	7,55	11,99	3,67	8.59	6,00
FeO	1.52	—	1,06	7,25	4,95	8,14
	MnO 0,45					
CaO	5,05	12,04	7,24	6,04	4,38	5,99
MgO	2,54	7,33	5,03	4,38	4,24	4,87
K_2O	0,37	—	0,24	7,72	4,12	0,98
Na_2O	11,42	7,84	9,32	3,34	3,97	6,06
H_2O unter 110°	0,11	0,33	0,37	0,11	0,08	0,07
H_2O über 110°	0,24			3,82	3,29	3,42
						CO_2 1,37
Summe	100,75	99,86	100,16	100,23	99,95	100,31
Spez. Gew.	3,42	3,41	3,36	2,86	2,95	2,94
Molekularprozente						
SiO_2	59,5	56,3	57,6	54,3	58,4	55 ,9
Al_2O_3	8,5	5,8	6,0	11,2	9,5	8,5
FeO	10,0	5,7	10,5	10,0	12,1	12,9
CaO	5,8	13,2	8,2	7,4	5,4	7,2
MgO	4,1	11,3	8,0	7,5	7,2	8,2
K_2O	0,3	—	0,2	5,8	3,0	0,7
Na_2O	11,8	7.7	9,5	3,8	4,4	6,6
Summe	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Gruppenwerte						
S	59,5	56,3	57,6	54,3	58,4	55,9
A	8,5	5,8	6,0	9,5	7,4	7,3
C	0,0	0,0	0,0	1,7	2,1	1,2
F	22,2	32,1	30,2	23,2	22,6	27,1
M	5,8	13,2	8,2	5,7	3,3	6,0
T	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
K	0,8	0,8	0,8	0,7	0,8	0,8
Projektionswerte nach Osann						
a	5,5	3,0	3,5	5,5	4,5	4,0
c	0,0	0,0	0,0	1,0	1,5	0,5
f	14,5	17,0	16,5	13,5	14,0	15,5

Die zwei ersten der hier aufgeführten Analysen betreffen typische Chloromelanite; Nr. 3 ist ein Hornblende-Chloromelanit mit faseriger Ausbildung der aus dem Pyroxen hervorgegangenen Hornblende. Es weicht in seinem Chemismus nicht von den eigentlichen Chloromelaniten ab. Die Analyse 4 betrifft einen Biotitplagioklasschiefer, der in seinem Mineralbestand von dem eines Chloromelanites stark abweicht, während die chemische Differenz wesentlich nur darin besteht, daß Kalium an Menge das Natrium bedeutend überwiegt. Auch der Sericit-Glaukophanalbitschiefer (Nr. 5) zeigt gewichtsprozentisch einen kleinen Überschuß des Kaliums gegenüber Natrium, indes der Chlorit-Glaukophanalbitschiefer (Nr. 6) chemisch wieder mit Chloromelaniten übereinstimmt. — Die Projektionspunkte (Fig. 6, S. 131) aller der hieher gehörigen Gesteine fallen im III. Sextanten ins Feld der Theralithe und sprechen durch ihre dichte Scharung wiederum für die chemische Ähnlichkeit der in der VII. Gruppe vereinigten, nach ihrem Mineralbestand so verschiedenartigen Gesteinstypen.

VIII. GRUPPE.

QUARZITGESTEINE.

Gruppen-Mittelwerte: S=87,6 A=2,3 F=5,3 T=2,5. K=9,5 C=0,3 M=0,1.

Projektionswerte (nach Osann): $a_{4,5}$ $c_{1,0}$ $f_{14,5}$.

Der Chemismus dieser Gruppe ist ausgezeichnet durch einen sehr hohen Kieselsäuregehalt (S=80—95 Mol. Prozente), gegenüber welchem alle anderen Posten geringfügig erscheinen, so daß K sehr große Werte annehmen kann (=2,5—30,0). Dieser hohe Kieselsäuregehalt ist das konstanteste und unterscheidendste Gruppenmerkmal. Die Alkalien, ebenso FeO und MgO, können einige Bedeutung erlangen (A=0,0—5,0; F=1—10) und zwar so, daß bei größerem A der Wert von F meist sinkt und umgekehrt, während der Kalk in der Regel klein bleibt (C=0,0—1,0); M ist daher gewöhnlich gleich 0 und dürfte 1 kaum je übersteigen. Die Tonerde reicht zur Sättigung der Alkalien und des Kalkes fast immer aus, so daß noch ein kleiner Rest übrig bleibt (T=0—10,0). — Wird bei der Betrachtung des Chemismus dieser Gruppe von S abstrahiert und nur der Gruppenwert der übrigen Oxyde ins Auge gefaßt, so ergeben sich dieselben Verhältnisse, wie in der II. Gruppe. Dies drückt sich aus in der großen Ähnlichkeit des Projektionswertes (II. Gruppe=$a_5\,c_1\,f_{14}$), sowie in der Belegung ungefähr des gleichen Projektionsfeldes und ist begründet in der ähnlichen Herkunft der beiden Gesteinsgruppen. Die Gesteine der VIII. Gruppe sind, wie die der II. Gruppe, im allgemeinen ebenfalls sedimentärer Abstammung und müssen von sehr quarzreichen Sandsteinen abgeleitet werden, deren spärliches toniges Bindemittel jene Oxyde zu liefern hat und der Substanz nach mit dem wesentlich pelitischen Ausgangsmaterial von Gesteinen der II. und I. Gruppe übereinstimmt.

1. ORDNUNG DER **KATA-QUARZITGESTEINE.**

(Tiefste Zone.)

Mineralbestand: Hauptgemengteile: Quarz — nur untergeordnet Orthoklas (Mikroklin), saure Plagioklase, Biotit.
Nebengemengteile: Apatit, Magnetit, Rutil, Titanit, Pyrit.
Übergemengteile: Nur untergeordnet Augit, Hornblende, Sillimanit, Cordierit, Granat, Turmalin, Graphit.

Textur: Massig bis schieferig.

Struktur: Granoblastisch („Hornfelsstruktur").

Die Gesteine der 1. Ordnung sind fein- oder mittelkörnig, auch dicht, meist hellgrau, weißlich oder rötlich und wenig geschiefert. Von ihrem Mineralbestand wird neben Quarz auch Biotit und Feldspat makroskopisch erkennbar.

Der Quarz erscheint am öftesten in rundlichen oder buchtigen und verzahnten Körnern; als Einschluß durchspickt er Feldspäte. Abgesehen von seiner viel größeren Menge verhält er sich wie in den Katagneißen der I. Gruppe (S. 25); dasselbe gilt von den Feldspäten im Vergleich mit denen der Katagesteine der II. Gruppe; nur treten sie quantitativ sehr stark zurück. Auch hier überwiegt der Orthoklas; Mikroklin und Perthite sind selten, Plagioklase fehlen gewöhnlich fast ganz. — Der Biotit ist braun und wieder der hauptsächlichste Träger der schwachen Schieferung, die aber, da er nur spärlich vorhanden, sich weniger bemerkbar macht. Oftmals liegt er auch ganz richtungslos. Seine ganze oder teilweise Ersetzung durch Augit oder Hornblende ist ein Ausnahmefall. — Alle andern Übergemengteile sind wegen ihrer Seltenheit für den Gesteinscharakter der Ordnung belanglos. Einzig der Graphit kann bei ähnlichem Verhalten, wie in den entsprechenden Gesteinen der II. Gruppe, einige Bedeutung erhalten.

Die Struktur ist, da sie durch den herrschenden Quarz bedingt wird, typisch granoblastisch, und kann Hornfelshabitus oder stärkere Verzahnung zeigen. Das quantitative Zurücktreten aller übrigen Gemengteile im Vergleich zu Quarz macht die Aufstellung einer kristalloblastischen Reihe hier bedeutungslos. Die Ordnung findet petrographisch ihren hauptsächlichsten Ausdruck in der Familie der Kata-Gneißquarzite.[1]

DIE FAMILIE DER **KATA-GNEISSQUARZITE.**

Die vorwiegend massigen Gesteine haben trotz der Vorherrschaft des Quarzes immerhin gneißartigen Habitus. Vermöge der

1) Der Name „Gneißquarzit" wurde gewählt, weil der Quarz in diesen Gesteinen alle andern Gemengteile bei weitem überwiegt, während die Gemengteile des Gneißes daneben nur untergeordnet auftreten.

quarzdurchsetzten Feldspäte werden neben herrschenden granoblastischen etwa auch Siebstrukturen erzeugt. Es sind gewöhnlich Biotit-Gneißquarzite, ganz vereinzelt Hornblende- oder auch Augit-Gneißquarzite. Granat, Sillimanit und Cordierit markieren hier oft wieder einen geringen Tonerdeüberschuß; sie gelangen aber wegen ihrer Spärlichkeit zu keiner klassifikatorischen Bedeutung. Durch allmähliches ausschließliches Herrschendwerden des Quarzes gehen diese Gesteine in korrespondierende Quarzite über. — Die Gesteine dieser Familie sind sehr verbreitet und erscheinen vielfach in Gesellschaft der entsprechenden sedimentogenen Gneiße der I. und II. Gruppe, mit denen sie petrographisch durch Übergänge verbunden sind und geologische Einheiten bilden, im tiefen Grundgebirge, z. B. im Schwarzwald.

2. ORDNUNG DER **MESO-QUARZITGESTEINE.**
(Mittlere Zone.)

Mineralbestand: Hauptgemengteile: Quarz — untergeordnet Orthoklas, Mikroklin, saure Plagioklase, Muscovit, Biotit.
Nebengemengteile: Apatit, Magnetit, Zirkon, Rutil, Titanit.
Übergemengteile: Hornblende, Epidot, Granat, Disthen, Staurolith, Turmalin — Graphitoid.

Textur: Schieferig, gebändert.

Struktur: Granoblastisch, auch schwach lepidoblastisch, porphyroblastisch.

Die hieher gehörenden Gesteine sind weiß, grau oder rötlich und meist gut geschiefert. Immer ist Quarz, zuweilen auch Glimmer und Feldspat, sowie Disthen, makroskopisch wahrnehmbar, in porphyroblastischen Varietäten auch Granat.

Der Quarz hat die Form rundlicher, auch buchtig ineinandergreifender, plattiger oder länglicher Körner und markiert in letzterem Falle die Schieferungsebene (I. Teil, Tafel II, Fig. 11). Oft zeigt er kataklastische Spuren, wie undulöse Auslöschung und Brüche. Die Korngröße ist im allgemeinen eine gleichmäßige, doch kommt es auch vor, daß kleinere Körner die größeren verkitten. Zuweilen sind an den Körnern ihre ursprünglichen klastischen Formen durch reine Anwachszonen, welche gern in der Schieferungsebene ihre größte Fläche entwickeln, noch erkennbar. — Der Feldspat ist häufig Mikroklin, auch Orthoklas, der zum Teil mit Muscovit parasitär durchsetzt sein kann; Oligoklase, mit etwas Epidot verbunden, sind selten. (Über Form und Art ihres Auftretens siehe II. Gruppe 2. Ordnung.) — Der Glimmer ist meist Muscovit, seltener Biotit, auch kommen

beide nebeneinander vor. Meist liegen die Glimmerblättchen im Gesteine parallel der Schieferungsebene einzeln und zerstreut; oft reichern sie sich so stark an, daß sie zusammenhängende Häute bilden. Durch Entwicklung solcher kann eine gewisse Lagentextur entstehen. Manchmal ist Glimmer der einzige Träger der Schieferung (Tafel X, Fig. 3). — Übergemengteile sind sehr selten; solche mit stengeligen und blätterigen Formen, wie Disthen, Turmalin oder Graphit unterstützen die Schieferung. Biotit, Granat und Hornblende kommen ausnahmsweise als Porphyroblasten vor, die in einem quarzitischen Grundgewebe liegen (Val Tremola).

Die Struktur ist am öftesten granoblastisch; außer den Glimmern bringen auch plattige Quarze gelegentlich etwas lepidoblastische Struktur hervor. Durch kleinere Kittkörner zwischen größeren Quarzen werden auch scheinbar porphyroblastische Strukturen erzeugt.

Die Meso-Quarzitgesteine lassen sich nach ihrem Mineralbestand petrographisch gliedern in:

a) Die Familie der Meso-Gneißquarzite.
b) Die Familie der Glimmerquarzite.

a) DIE FAMILIE DER **MESO-GNEISSQUARZITE.**

Es sind gut geschieferte Gesteine, welche neben vorherrschendem Quarz am häufigsten etwas Mikroklin und Orthoklas, sowie einen oder beide Glimmer führen. Der Biotit wird selten durch Hornblende vertreten. Die strukturellen und texturellen Verhältnisse sind ähnlich wie bei den Meso-Gneißen der II. Gruppe, nur etwas beeinflußt durch den hier meist rundlich geformten, öfter auch kataklastischen Quarz.

b) DIE FAMILIE DER **GLIMMERQUARZITE.**

Sie unterscheidet sich von der vorigen mineralogisch durch das Wegbleiben des Feldspates. Oft zeigt sie gute Schieferung, die hier zuweilen auch an plattigen Quarz geknüpft ist; neben ebenschieferigen kommen auch verbogenschieferige Formen vor. Der Glimmer ist meistens Muscovit und gibt zu Lagentextur Veranlassung, indem schmale oder breitere Quarzschichten durch eine Glimmerlage getrennt sind. Kataklase macht sich ziemlich häufig bemerkbar durch undulös auslöschende oder zertrümmerte Quarze.

Die Gesteine beider Familien gehen durch das absolute Herrschendwerden des Quarzes in entsprechende Quarzite über. — Auch die Meso-Gneißquarzite und Glimmerquarzite erfreuen sich großer Verbreitung, abermals in inniger, petrographischer

und geologischer Verknüpfung mit korrespondierenden sedimentogenen Formen der I. und II. Gruppe im mittleren Grundgebirge und in den Schiefermänteln alpiner Zentralmassive.

3. ORDNUNG DER **EPI-QUARZITGESTEINE.**

(Oberste Zone.)

Mineralbestand: Hauptgemengteile: Quarz — untergeordnet Albit, Sericit, Chlorit.
Nebengemengteile; Apatit, Magnetit, Hämatit, Limonit, Pyrit, Rutil, Titanit.
Übergemengteile: Granat, Disthen, Strahlstein, Chloritoid, Glaukophan — Kohle.

Textur: Schieferig bis massig.

Struktur: Fein granoblastisch bis lepidoblastisch, porphyroblastisch, blastopsammitisch, klastoporphyrisch.

Die Gesteine dieser Ordnung sind wieder weißgrau oder rötlich, meist ziemlich feinkörnig, bei mehr oder weniger ausgesprochener Schieferigkeit. Neben Quarz können gewöhnlich nur schuppige Sericite oder Chlorite makroskopisch erkannt werden, ebenso gelegentlich die oben erwähnten Übergemengteile, falls sie als Porphyroblasten auftreten.

Der Quarz ist vielfach sehr unrein und verhält sich in seinen Formen wie in den Gesteinen der mittleren Ordnung, nur sind die Körner meist kleiner, die klastischen Spuren deutlicher und die neu gebildete Auswachszone geringfügiger. Kataklase macht sich durch undulöse Auslöschung, Mörtelstruktur und vollkommene Zertrümmerung der Körner deutlich bemerkbar. — Der Albit tritt nur ganz vereinzelt auf in kleinen rundlichen Körnern, die gewöhnlich keine Zwillingsbildung zeigen. — Der Sericit und Chlorit verhalten sich, abgesehen von ihrer geringeren Menge, ganz wie in den früher behandelten phyllitischen Gesteinen und rufen oft Paralleltextur hervor. Daneben sind ziemlich chloritreiche Quarzite, z. B. der Tremola, auch fast ganz massig gefügt. Ihr porphyroblastischer Granat erscheint von weißen Ringen eingefaßt, weil der Chlorit im unmittelbar umgebenden Grundgewebe ganz fehlt.

Die Textur erscheint unter dem Mikroskop öfter als Kristallosationsschieferung, besonders, wenn sie durch die Mithilfe blätteriger Gemengteile hervorgerufen wird. Doch ist auch Schieferung durch Kataklase sehr verbreitet, die dadurch entsteht, daß größere Quarzkörner zu lagenförmigen Trümmeraggregaten zerdrückt werden. — Die granoblastische bis lepidoblastische Struktur wird sehr häufig durch blastopsammitische Reliktstrukturen modifiziert. Anscheinend

porphyroblastische Strukturen werden dadurch hervorgebracht, daß größere Quarzkörner von einem feinen, körnigen Kitt eingefaßt sind. Klastoporphyrische Struktur ist dann vorhanden, wenn gewöhnlich undulös auslöschende Quarzaugen von breiteren Mörtelkränzen umgeben werden (Tafel X Fig. 4). — Die Epi-Quarzitgesteine sind petrographisch hauptsächlich durch die Familie der Sericitquarzite vertreten.

DIE FAMILIE DER **SERICITQUARZITE**.

Ihre Repräsentanten führen neben Quarz wesentlich Sericit, der auch noch von Chlorit begleitet sein kann. Durch den Eintritt des einen oder andern der oben angeführten Übergemengteile ergeben sich weitere, gewöhnlich porphyroblastisch struierte Varietäten. Tritt Albit etwas reichlicher hinzu, so entstehen Übergänge nach den Sericit-Albitgneißen der I. Gruppe; durch völliges Zurücktreten des Sericites und gänzliches Herrschendwerden des Quarzes können eigentliche Epi-Quarzite gebildet werden, die oftmals rein kataklastisch sind.

Alle diese Gesteinsvarietäten sind sehr verbreitet in den oberen Horizonten des Grundgebirges und in den äußeren Partien zentralmassivischer Schieferhüllen, wo sie mit den verschiedenen Phylliten und Epi-Gneißen der beiden ersten Gruppen petrographisch und geologisch innig verbunden sind.

*
* *

Als Beispiele für die chemische Zusammensetzung der Gesteine der VIII. Gruppe mögen folgende sechs Analysen dienen (vergl. S. 140):

Tiefste Zone: 1. Ordnung.

1. Kata-Gneißquarzit, Schapbachtal, Gneißwand, Schwarzw.; R.E. S.488, 7.
2. Kata-Gneißquarzit („Palmergneiß"), Marquette-Distrikt, Michigan, U. S. A.; ebenda S. 9.

Mittlere Zone: 2. Ordnung.

3. Glimmerquarzit, Näsodden, Christiania; R. E. S. 513, 3.
4. Glimmerquarzit, Shoemaker quarry, Green Spring Valley; Clarke, Analyses of rocks, S. 59 D.

Oberste Zone: 3. Ordnung.

5. Quarzit, Chloritoid führend, Würmalp bei Kaisersberg, Obersteiermark; R. E. S. 453, 8.
6. Sericitquarzit, Glaukophan führend, Four Mile Creek, Coos Co., Oregon, U. S. A.; Washington, Chem. study of Glaukophan Schists, S. 55, XV.

○ Gruppenmittel.

Nummer	1	2	3	4	5	6
Analysen						
SiO_2	80,89	82,38	76,19	91,65	78,84	82,53
TiO_2	0,41	0,14	—	0,13	—	—
Al_2O_3 . . .	8,31	11,32	9,77	1,59	8,26	6,88
Fe_2O_3 . . .	0,58	0,97	4,29	3,57	—	0,59
FeO	2,34	0,26	—	0,21	6,48	4,11
CaO	0,48	0,22	—	—	0,29	0,68
MgO	1,22	0,17	1,33	0,17	2,69	1,86
K_2O	2,00	1,04	3,82	1,93	—	1,24
Na_2O	2,83	0,59	1,39	0,07	—	1,21
H_2O unter 110°	0,92	—	1,45	—	2,88	0,07
H_2O über 110°		2,33		0,60	S=0,39 C=0,22	1,35
Summe	99,98	99,69	98,24	99,92	100,05	100,52
Molekularprozente						
SiO_2	85,7	89,9	83,7	95,8	84,5	86,0
Al_2O_3 . . .	5,1	7,3	6,3	1,1	5,2	4,2
FeO	2,5	1,0	3,6	2,5	5,8	4,1
CaO	0,5	0,2	0,0	—	0,3	0,8
MgO	1,9	0,2	2,2	0,3	4,2	2,9
K_2O	1,4	0,7	2,7	0,2	—	0,8
Na_2O	2,9	0,7	1.5	0,1	—	1,2
Summe	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Gruppenwerte						
S	85,7	89,9	83,7	95,8	84,5	86,0
A	4,3	1,4	4,2	0,3	0,0	2,0
C	0,5	0,2	0,0	0,0	0,3	0,8
F	4,7	1,2	5.8	2,8	10,0	7,0
M	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
T	0,0	5,7	2,1	0,8	4,9	1,4
K	2,7	9,0	2,9	30,0	8,0	4,1
Projektionswerte nach Osann						
a	9	10,0	8,5	2,0	0,0	4,0
c	1	1,5	0,0	0,0	0,5	2,0
f	10	8,5	11,5	18,0	19,5	14,0

Die für die VIII. Gruppe als Beispiele gewählten Analysen zeigen nach Gewichts- und Molekularprozenten eine ziemlich gute Übereinstimmung. Insbesondere geht aus ihnen hervor, daß die **Kata-Gneißquarzite** der tiefsten Zone (Nr. 1 und 2), die in der entsprechenden Literatur noch als Gneiße angegeben sind (siehe Verzeichnis), nicht wesentlich von den als Glimmerquarzit aufgeführten Beispielen (Nr. 3 bis 6) abweichen; damit rechtfertigt sich ihre

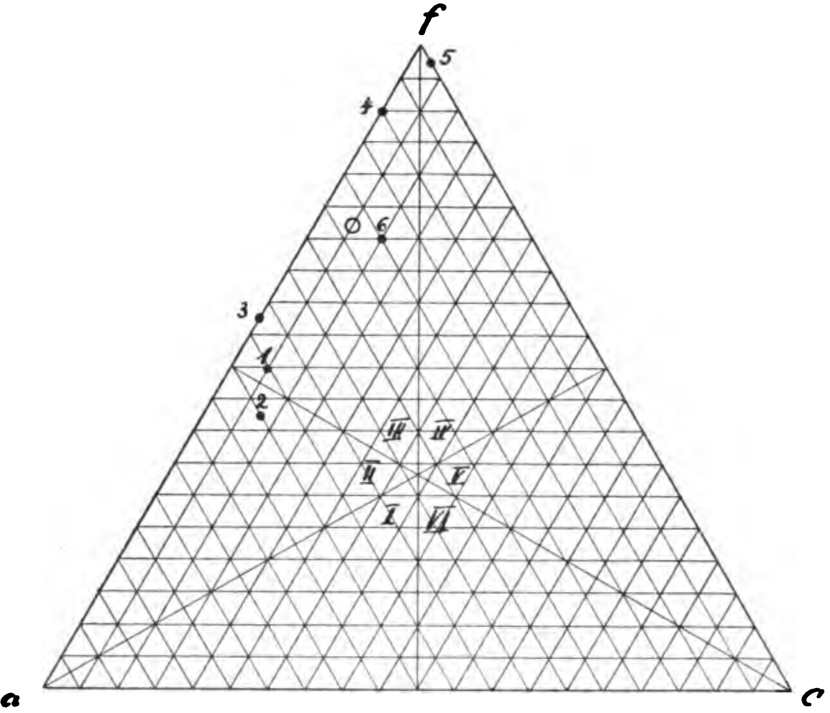


Fig. 7 Projektion nach Osann.

Einreihung in die Quarzitgruppe. — In den Gruppenwerten zeigt K die größten Differenzen, besonders durch seinen hohen Wert in der vierten Analyse. Hier ist durch das außerordentliche Ansteigen von S (es muß ein fast reines Quarzgestein vorliegen) der Dividend dieses Quotienten sehr groß, der Divisor sehr klein. Der allgemeine Gruppencharakter wird dadurch nicht beeinträchtigt, vielmehr ist er gerade für diese Nummer am schärfsten ausgesprochen. — Die Projektionswerte zeigen stärkere Differenzen,

weil die Umrechnung der niedrigen Gruppenwerte A, C, F auf 20 ihre Unterschiede stark steigert; die Projektionspunkte (Fig. 7 S. 141) fallen demgemäß weit auseinander, doch immerhin ungefähr in den Bereich der Gesteine der II. und I. Gruppe (siehe S. 59). — Es zeigt sich zugleich, daß bei dem starken Vorherrschen einer Substanz — hier SiO_2 — die Projektionsmethode an Brauchbarkeit einbüßt. Der chemische Charakter solcher Gesteine, und damit ihre Zugehörigkeit, wird aber in diesem Falle schon durch die Resultate der Analyse eindeutig bestimmt.

IX. GRUPPE.

KALKSILIKATGESTEINE.

Gruppen-Mittelwerte: S=55,5 A=1,2 F=30,5 T=0,0. K=1,1 C=5,5 M=19,5.

Projektionswerte (nach Osann): $a_{0,5}\ c_{3,0}\ f_{16,5}$.

Der Gehalt an Kieselsäure ist mittel bis niedrig (S=45—65); daß trotzdem gelegentlich freier Quarz vorhanden sein muß, geht daraus hervor, daß K > 1 werden kann (K=0,7—1,3). Die Menge der Alkalien ist nur geringfügig und können dieselben stets mit Tonerde, von welcher gewöhnlich nur wenig vorhanden ist, gesättigt werden; meistens fehlen sie ganz (A=0—5). Kalk überwiegt die andern Basen weit; doch kann er nur zum kleineren Teil an Tonerde gebunden werden (C=0—12); der große Rest freien Kalkes veranlaßt ein hohes F (=20—50) und drückt sich aus in dem für die Gruppe am meisten charakteristischen Auswachsen von M (=12—30). Damit hängt zusammen, daß T stets gleich 0 ist. Die in F untergebrachten Mengen an Eisen und Magnesium schwanken stark; letzteres ist gelegentlich beträchtlich angereichert. — Wie aus diesen Daten zu ersehen ist, stimmt der Chemismus dieser Gruppe nicht mit dem irgend eines Massengesteins überein. Die Gesteine derselben rekrutieren sich vielmehr aus Abkömmlingen von Sedimenten kalkigkieseliger oder mergeliger Natur, wobei die Kohlensäure oft recht weitgehend durch Kieselsäure ersetzt werden muß.[1]

---

1) Die Bedingungen, unter welchen die Kohlensäure durch die Kieselsäure ersetzt werden kann, sind noch nicht nach allen Richtungen erforscht. Wesentlich dabei ist erhöhte Temperatur; denn nach neueren Experimenten[1] scheint festgestellt, daß der Aciditätsgrad wenigstens der Meta-Kieselsäure den der Kohlensäure bei 500° übersteigt, daß also bei dieser Temperatur die Kohlensäure von der Kieselsäure aus ihren Verbindungen verdrängt wird; bei noch höheren Temperaturen wird letztere immer wirksamer. Dabei wird die Konzentration

---

1) J. Königsberger und W. Müller: Versuche über die Bildung von Quarz und Silikaten. Min. Zentralblatt 1906, Heft XI—XII.

Im einzelnen sind die genetischen und paragenetischen Verhältnisse der Kalksilikatgesteine noch wenig aufgeklärt und bedürfen weiterer eingehender Studien, sowohl im Terrain als im Laboratorium. Die Mehrzahl derselben tritt nur ganz lokal und vereinzelt auf und ist daher teilweise nur ungenügend erforscht. Außerdem scheint gerade für diese Gesteinsgruppe die Kontaktmetamorphose öfters hineinzuspielen, wodurch die Zonenbilder mehr oder weniger modifiziert werden können. Die nachfolgende Einteilung gründet sich daher vielfach vorwiegend auf die Zonenlehre und auf Analogieschlüsse, gewonnen aus den Erfahrungsgebieten der übrigen kristallinen Schiefer, und bedarf noch anderweitiger Kontrolle und weiteren Ausbaues.

1. ORDNUNG DER **KATA-KALKSILIKATFELSE.**

(Tiefste Zone.)

Mineralbestand: Hauptgemengteile: Basische Plagioklase, kalkreiche Augite, Granat, auch Vesuvian und Skapolith.
Nebengemengteile: Apatit, Magnetit, Ilmenit, Rutil, Titanit, Pyrit.
Übergemengteile: Quarz, Cordierit, Biotit, Calcit.

Textur: Massig, auch schieferig.

Struktur: Granoblastisch („Hornfelsstruktur").

Die hieher gehörigen Gesteine sind heller oder dunkler, grau oder grün, auch bräunlich und gefleckt, dicht bis mittelkörnig, oft von ganz massiger, selten etwas geschieferter Textur. Vom Mineralbestand sind Augite, Granat und Vesuvian oft schon makroskopisch erkennbar; die übrigen Komponenten enthüllt in der Regel erst das Mikroskop.

Der basische Plagioklas ist am häufigsten Bytownit, nach Rosenbusch nicht selten auch fast reiner Anorthit; doch kommen auch albitreiche Mischungen (bis Labrador) vor. Autoblastische Umgrenzung fehlt gewöhnlich, ebenso zonarer Bau. Zwillingsbildung, nach dem Albitgesetz häufig, ist seltener nach dem

---

der Kohlensäure als konstant vorausgesetzt; Massenwirkungen dürfte diese Verdrängung wohl schon bei niedrigeren Temperaturen herbeiführen. Bezüglich des Druckes gilt selbstverständlich auch hier die Regel, daß er die Silicifikation dann befördern muß, wenn das neu entstehende Silikat ein kleineres Molekularvolumen besitzt, als die Körper, aus welchen es sich bildet; auch in diesem Falle wird alsdann die Umwandlung schon unter 500° erfolgen können,

Perikingesetz; nur ausnahmsweise wird das Karlsbadergesetz gefunden. — Als Augite sind zu nennen graugrünliche oder grünliche Diopside und grauweißer Wollastonit. Die Formen dieser Augite erscheinen oft kurz prismatisch oder isometrisch, ohne Kristallumgrenzung; nur als kleine Einschlüsse in größeren Individuen werden ringsum gut entwickelte Kristalle gefunden. Überhaupt bestätigt sich hier öfter die Beobachtung, daß die Güte der Formentwickelung proportional der Kleinheit ist. Polysynthetische Zwillingsbildung nach (100) ist sehr verbreitet. Die Augite sind gewöhnlich richtungslos angeordnet, zuweilen aber können sie auch in parallelen Zügen zwischen den andern Komponenten auftreten. — Der grüne, rötliche oder braune Granat (vorwiegend Kalktongranat) bildet für sich allein Aggregate unbestimmt umgrenzter Körner. Wo er dagegen z. B. durch Quarz verkittet ist, erscheint er gerne als (110). Nach Zirkel kommen auch isomorphe Schichtung und optische Anomalien an ihm zur Wahrnehmung. — Farbloser Vesuvian, der durch seine sehr schwache Doppelbrechung auffällt, kann größere oder kleinere Aggregate bilden mit ausgesprochener Pflasterstruktur. — Ähnlich verhält sich in der Formengebung der Skapolith, der sich von ihm durch niedrigeres Relief und durch an Feldspäte erinnernde Polarisationsfarben unterscheidet; gelegentlich sind prismatische Umgrenzung und Spaltbarkeit zu sehen. In augitreichen Gesteinen tritt er nur als Füllmasse auf.

Die Struktur aller dieser Gesteine ist typisch granoblastisch (Hornfelsstruktur); Kataklase hat keinen wesentlichen Einfluß auf das Strukturbild. Als kristalloblastische Reihe wurde gefunden: Titanit, Rutil, Granat — Augit — Skapolith — Vesuvian, Plagioklas, Quarz.

Nach ihrem Mineralbestand kann man die hieher gehörigen Gesteine gliedern in:

a) Die Familie der kalkreichen Augitfelse.
b) Die Familie der Kata-Granatfelse.
c) Die Familie der Vesuvianfelse.
d) Die Familie der Skapolithfelse.

Zwischen den einzelnen Familien sind vielfach Übergänge vorhanden.

a) DIE FAMILIE DER **KALKREICHEN AUGITFELSE.**

Ein Teil der hieher gehörigen Gesteine führt nur Diopsid in kurzprismatischen Körnern, zuweilen vermischt mit etwas Quarz (Diopsidfels von Rochlitz in Böhmen, Analyse 1); ein anderer Teil besitzt neben Diopsid reichlich basischen Plagioklas (quarzfreie Para-Augitgneiße von Rosenbusch). Makroskopisch wird der Diopsid in diesen Gesteinen mit wenigen Ausnahmen nur als grünliche Flecken erkannt; in dem Augitfels von Rohrbach (Analyse 3)

jedoch finden sich Einzelindividuen von 1—1,5 cm Größe. Unter den Nebengemengteilen sind hier nur Titanit und Apatit von Bedeutung, unter den Accessorien der Quarz, welcher durch seine Anreicherung zu Augitgneißen der III. Gruppe überführt. Außer aus dem Schwarzwald sind solche Gesteine auch noch von Portugal, in der Provinz Alemtejo bekannt geworden. — Die unter dem Namen Wollastonitfels gehende massige Gesteinsart führt neben breitstengeligem bis faserigem Wollastonit noch Calcit, Vesuvian, Skapolith, Diopsid, Plagioklas und Titanit. Als Lokalitäten mögen genannt werden: Gengenbach im Schwarzwald, die Brétagne, Mokelumne River in Nordamerika.

b) DIE FAMILIE DER **KATA-GRANATFELSE.**

Es sind durchaus richtungslos gefügte Gesteine. Neben den kalkreichen Granatvarietäten führen sie als Zwischenmittel Diopsid (Kuttenberg, Böhmen, Tafel IX Fig. 5), Quarz oder Calcit; dazu treten verstreut und seltener Hornblende, Biotit, Erze und Titanit. — Da Granatfelse mit quarzigem und calcitischem Bindemittel auch in höheren Horizonten möglich sind, weil diese Komponenten als Durchläufer gelten, muß an Hand der geologischen Lagerung, der Paragenesis und der etwaigen Übergemengteile entschieden werden, welcher Tiefenstufe ein gegebener Granatfels angehört. —

c) DIE FAMILIE DER **VESUVIANFELSE.**

Sie stellen dichte oder sehr feinkörnige, weißlich und grünlich oder auch bräunlich gefleckte Gesteine dar. Gewöhnlich bilden sie Übergänge nach der ersten Familie; reine Vesuvianfelse sind kaum bekannt geworden. Der Vesuvian tritt vielmehr wohl immer in Verbindung mit Diopsid auf (Piz Longhin in Graubündten), auch mit Granat, basischem Plagioklas, Hornblende, Calcit und Quarz („Egeranfelse" Böhmens).

d) DIE FAMILIE DER **SKAPOLITHFELSE.**

Sie erscheinen als dichtes oder feinkörniges, richtungslos gefügtes Aggregat von Skapolithindividuen; Augit und Strahlstein, vielleicht aus letzterem entstanden, können hinzutreten (Kanaan, Connect. Analyse 2), ersterer ziemlich reichlich, wie in dem Gestein von St. Nazaire (Frankreich), das auch noch andere Kalksilikate, z. B. Vesuvian und Plagioklas, neben Apatit, Titanmineralien und Eisensulfiden führen soll

2. ORDNUNG DER **MESO-GRANATSCHIEFER** UND **KALK-GLIMMERSCHIEFER.**

(Mittlere Zone.)

Mineralbestand: Hauptgemengteile: Granat — Muscovit, Quarz, Calcit.

Nebengemengteile: Apatit, Magnetit, Rutil, Titanit, Pyrit.

Übergemengteile: Strahlstein, gewöhnliche Hornblende, Epidot, Zoisit, Biotit, Staurolith, Kohle.

Textur: Vorwiegend kristallisationsschieferig.

Struktur: Granoblastisch bis lepidoblastisch, auch porphyroblastisch.

Die hieher gehörigen Gesteine zerfallen vom genetischen Standpunkt aus in zwei Abteilungen: in der einen wurde das Calcium hauptsächlich an Kieselsäure gebunden, in der andern blieb es als Karbonat erhalten, während der kieselig-tonige Anteil des ursprünglichen Sedimentes zu Glimmer und Quarz umkristallisierte. Die erste Abteilung rekrutiert sich aus dichten bis mittelkörnigen, meist nicht sehr stark schieferigen, grünen oder rötlichen Gesteinen, in welchen Granat, Quarz und auch etwas Calcit sich schon makroskopisch erkennen lassen. Die zweite Abteilung wird von hellgrauen bis weißlichen, stark geschieferten Gesteinen gebildet, in deren Mineralbestand Quarz, Calcit und ganz besonders farbloser Glimmer schon für das unbewaffnete Auge erkennbar sind.

Der Granat unterscheidet sich nach Form und Auftreten kaum von dem der Kata-Granatgesteine, gelegentlich mögen seine größten Dimensionen hier in der Schieferungsebene liegen. — Der Glimmer ist in der Regel weiß und silberglänzend; eine Untersuchung seines Chemismus steht noch aus. Er zeigt schuppenförmige Anordnung oder überzieht in zusammenhängender Fläche die Schieferungsebene. — Biotit ist nur ein seltenerer Übergemengteil. — Der Calcit besitzt fast nie Kristallform, doch immer Zwillingsbildung nach (0112), während die rhomboedrische Spaltbarkeit oft undeutlich bleibt. Seine Körner sind isometrisch, oder bei starker Schieferung auch flachlinsig, so daß im Längs- und Querbruch anscheinend nematoblastische Struktur erzeugt wird. Er ist in Lagen zwischen Glimmerhäuten eingefügt, meist gleichmäßig mit Quarz vermischt. — Eingestreute Ankerite oder Dolomitkörner sind autoblastisch. — Der Quarz verhält sich in seiner Ausbildung und Aggregation ähnlich wie der Calcit. In den Gesteinsvarietäten, in welchen dieser flach- oder linsenförmig erscheint, ist es auch der Quarz und ebenso begleiten isometrische Quarze den isometrischen Calcit. In kalksilikatischen Gesteinsvarietäten tritt er

nur als Füllmasse zwischen den Hauptkomponenten auf. Kataklase zeigt er meist ebensowenig wie das Carbonat. — Unter den Accessorien sind die Hornblenden die häufigsten; sie können sich in den silikatischen Gesteinen so anreichern, daß Übergänge in Granatamphibolite der IV. Gruppe entstehen. — Kohlige Substanz, als Schungit oder staubförmig verteilt, ist ein sehr gewöhnlicher Übergemengteil der carbonatreichen Varietäten.

Die Mikrostrukturen aller Formen dieser Ordnung ist durchaus kristalloblastisch, mehr granoblastisch in den silikatischen, dagegen eher lepidoblastisch in den carbonatischen Formen. Kataklase hat weder am strukturellen, noch texturellen Gefüge wesentlich Anteil. Letzteres ist durchaus kristallisationsschieferig. — Die kristalloblastische Reihe dürfte lauten: Rutil, Titanit, Granat — Epidot, Hornblende — Glimmer — Graphitoid — Quarz, Calcit.

Die Gesteine dieser Ordnung lassen sich petrographisch gliedern in:

a) Die Familie der Meso-Granatschiefer.
b) Die Familie der Kalkglimmerschiefer.

a) DIE FAMILIE DER **MESO-GRANATSCHIEFER.**

Ihre Gesteine unterscheiden sich von äquivalenten Gesteinen der tiefsten Zone durch etwas häufigere schieferige Textur, verbunden mit Accessorien, welche dem typomorphen Mineralbestand der mittleren Zone entsprechen, besonders durch den accessorischen Gehalt an Hornblenden und Epidot. Wo als Übergemengteile hauptsächlich die Durchläufer Quarz und auch Calcit vorliegen, muß die Zugehörigkeit zur Zone durch die geologische Lagerung und die paragenetischen Verhältnisse entschieden werden.

b) DIE FAMILIE DER **KALKGLIMMERSCHIEFER.**

Als Hauptgemengteile gelten hier heller Glimmer, Quarz und Calcit; dazu gesellt sich etwas Erz, womit der Mineralbestand in der Regel erschöpft ist. Quarz und Calcit sind in getrennten oder gemischten Lagen angeordnet, zwischen welchen sporadisch oder die Schieferungsfläche überziehend, der Muscovit liegt (Tafel IX Fig. 6); daraus resultieren schuppig-schieferige oder ebenschieferige Gesteinsformen. Als Übergemengteil erscheint etwa Graphitoid, selten Granat, Zoisit, Staurolith oder Hornblende; die vier letzteren als Porphyroblasten. — Die Kalkglimmerschiefer finden sich in Gesellschaft von Meso-Gneißen und Glimmerschiefern aller Art,

oder verbunden mit körnigen Kalken, hauptsächlich in den Alpen, wo sie gelegentlich weite Gebiete einnehmen können. Hieher zählen manche Gesteinsformen aus den sogenannten Bündnerschiefern (Schistes Lustrées) der Westalpen, des Wallis, des Simplon- und Gotthardgebietes, aus der Umgebung von Obergurgl und Schneeberg in Tirol, aus dem Pfitschtal usw.

3. ORDNUNG DER **EPI-KALKSILIKATGESTEINE** UND **KALKPHYLLITE.**

(Oberste Zone.)

Mineralbestand: Hauptgemengteile: Granat, Epidot — Sericit, Quarz, Calcit.

Nebengemengteile: Apatit, Magnetit, Hämatit, Limonit, Rutil, Titanit.

Übergemengteile: Hornblende, Strahlstein, Glaukophan; Chlorit, Talk, Serpentin, Albit; Ankerit, Dolomit; Kohle, Pyrit.

Textur: Kristallisationsschieferig, linear, helicitisch, untergeordnet auch massig.

Struktur: Fein granoblastisch bis lepidoblastisch, auch porphyroblastisch.

Die Ordnung umfaßt graue, grünliche, rötliche, auch gefleckte, fein- bis mittelkörnige Gesteine von gewöhnlich guter bis ausgezeichneter Schieferung, womit sehr häufig eine charakteristische Fältelung verbunden ist; auch nahezu massige Typen fehlen nicht ganz. Alle Hauptgemengteile können öfter schon makroskopisch erkennbar werden, zuweilen auch manche der Übergemengteile, z. B. die Hornblenden. — Schon die makroskopische Diagnose zeigt, daß die hieher gehörigen Gesteine, wie in der zweiten Ordnung, zunächst sich aus solchen zusammensetzen, in welchen ein calciumreiches Silikat vorherrscht, und aus solchen, in welchen neben kalkfreiem Silikat Calcium hauptsächlich als Carbonat vorhanden ist. In einer vermittelnden Abteilung halten sich Silikate, vielfach calciumreich, und Carbonate das Gleichgewicht.

Der Granat gleicht in seinem Verhalten dem der zweiten Ordnung. — Der Epidot ist oft in länglichen, knolligen Körnern, auch in von Kristallflächen rings begrenzten Säulchen entwickelt. Er kann sich zu Flecken und

Zügen anreichern oder im Gesteine gleichmäßig verteilt sein. — Der Quarz stellt sich in dieser Gesellschaft gewöhnlich als Füllmasse dar; sonst erscheint er in kleinen, rundlichen, auch eckigen Körnern, oftmals noch mit dem Merkmal seiner klastischen Herkunft. — Der Calcit kann ebenfalls als Füllmasse auftreten und ähnlich, wie in den Kalkglimmerschiefern, in xenoblastischen Körnern, die hier kleiner bleiben als dort; nur in der vermittelnden Abteilung nimmt er zuweilen bedeutendere Dimensionen an. Zwillingsbildung nach $(01\bar{1}2)$ wird durchgehends, dagegen die rhomboedrische Spaltbarkeit nicht immer beobachtet. — Der Sericit verhält sich wie in den übrigen phyllitischen Gesteinen und ist auch hier manchmal mit Chloritschüppchen vermischt. — Von den Accessorien sind Hornblende und Glaukophan überall da autoblastisch entwickelt, wo sie ringsum in Calcit eingebettet sind. — Ankerit und Dolomit treten auffallend häufig in der Form des Grundrhomboeders auf; ersterer umgibt sich in unfrischen Gesteinen mit einer Limonithülle. — Die Kohle kommt im Gestein entweder fein verteilt vor, oder sie reichert sich in Streifen an und folgt in solchen Fällen besonders gerne der Fältelung.

Die Paralleltextur erweist sich unter dem Mikroskop als Kristallisationsschieferung. Die Struktur ist meist kristalloblastisch; doch fehlen auch klastische Reliktstrukturen nicht ganz. Die kristalloblastische Reihe lautet: Rutil, Titanit, Granat — Ankerit, Dolomit — Glaukophan, Hornblende — Epidot — Sericit, Chlorit — Quarz, Calcit.

Nach ihrem Mineralbestand kann die Ordnung petrographisch gegliedert werden in:

a) Die Familie der Epidotgesteine und Epi-Granatschiefer.
b) Die Familie der Kalkphyllite.
c) Die Familie der carbonatreichen Kalksilikatgesteine.

a) DIE FAMILIE DER **EPIDOTGESTEINE** UND **EPI-GRANATSCHIEFER.**

Die Epidotgesteine sind grün und fein- bis mittelkörnig. Ihr Hauptgemengteil ist der Epidot, zu welchem neben Chlorit mehr oder weniger reichlicher Quarz oder Calcit als Füllmasse hinzutreten können. Sie zeigen bald massige, bald schieferige Textur; letztere wird oft sehr deutlich durch die Lagerung der Epidote parallel der Schieferungsebene, in welcher sie wiederum entweder völlig ungeordnet, oder aber gleichgerichtet sein können, z. B. im Epidotschiefer von der Goslerwand (Tafel X Fig. 1). — Hornblendereiche Epidotgesteine, welche sich in der Regel an Amphibolite anschließen, müssen eher als Umwandlungsprodukte der letzteren

und daher als Angehörige der IV. Gruppe angesehen werden, wie einzelne Beispiele im Allalingebiet und von der Bastia in Korsika. — In den Epi-Granatschiefern werden neben Granat, hauptsächlich Chlorit, Talk und Serpentin getroffen. Sie dürften sich im allgemeinen aus den Granatgesteinen der beiden tieferen Zonen rekrutieren, deren Granat sich erhalten hat, während ihre Accessorien an Augiten und Hornblenden in die oben erwähnten Begleiter übergegangen sind. Solche Gesteinsformen können z. B in der Zone der „Pietre verdi“ gefunden werden.

b) DIE FAMILIE DER **KALKPHYLLITE**.

Die Kalkphyllite bilden in der Regel graue, feinkörnige Gesteine, welche immer gut schieferig, zuweilen selbst ausgesprochen blätterig sind. Kaum an einem Gesteine dürfte Streßwirkung sich makroskopisch so deutlich ausprägen, wie in den kalkphyllitischen Formationsgliedern. Ihre Verbiegungen verschiedenster Intensität, „galoppierende“ Fältelung (E. Süess), Zerrklüfte, Brüche, Verwerfungen usw. kommen in geologischen Querprofilen fast überall zur Wahrnehmung; Faltenumbiegungen und Risse sind dabei mit Calcit und Quarz erfüllt. Mikroskopisch äußert sich die Umbildung unter Streß in einer oftmals sehr vollkommen ausgebildeten helicitischen Textur (Tafel X Fig. 2). Die Mikrostruktur ist fein granoblastisch bis lepidoblastisch, Quarz und Calcit sind oft gleichmäßig gemischt. Sericitschuppen sind ihnen entweder parallel eingestreut oder überziehen in dichten Häuten die Schieferungsebene. Auch kommen Lagen von Quarz und sericitischen Substanzen in Abwechslung mit calcitischen vor (Tafel X Fig. 2); Streifen von Ankeritrhomboedern können dazwischen treten. Durch kohlige Substanzen werden die Gesteine mehr oder weniger dunkel gefärbt. Pyrit ist ihnen häufig bald nesterweise, bald in feinster Verteilung eingestreut und gibt durch Verwitterung zu charakteristischen Effloreszenzen Veranlassung. Porphyroblastische Varietäten, gewöhnlich schon höher entwickelt, führen am öftesten Granat als „Einsprengling“. — Kalkphyllitische Regionen sind besonders in den Alpen in sehr ausgedehnter Weise entwickelt und von hoher geotektonischer Bedeutung. Von besonderen Lokalitäten seien genannt: Die Viamala und der Schyn in Graubündten, die Gegend von Finstermünz, vom Brenner nördlich Innsbruck, die unteren Teile des Zillertales, Gasteintales usw.

c) DIE FAMILIE DER **CARBONATREICHEN KALKSILIKAT-GESTEINE.**

Sie repräsentieren helle, auch gefleckte, oder gesprenkelte, annähernd massige Gesteine von feinem bis mittlerem Korn. In ihnen bilden xenoblastische Calcite ein Grundgewebe, in welchem autoblastische Glaukophane, Hornblenden, Strahlsteine, Epidote, Granate, Chlorite und Sericite liegen können, teils in gleichmäßiger, bunter Mischung, teils unter Bevorzugung eines oder einiger weniger solcher Gäste. Von dem ersten Falle bieten die carbonatreichen Silikatgesteine („Glaukophangesteine") des Val de Bagne im Wallis äußerst wechselvolle Beispiele; für den zweiten Fall darf an die Kalkepidotschiefer Böhmens erinnert werden. — Durch Herrschendwerden des Carbonates kommen Übergänge nach der Marmorgruppe zustande.

* * *

Als Beispiele für die chemische Zusammensetzung der Gesteine der IX. Gruppe mögen folgende sechs Analysen dienen (vergl. S. 153):

Tiefste Zone: 1. Ordnung.
1. Diopsidfels („Malakolithfels") Rochlitz, Böhmen; R. E. S. 546, 6.
2. Skapolithfels, Kanaan, Connecticut, U. S. Amerika; R. E. S. 546, 7.
3. Augitfels, Rohrbach bei Furtwangen, Schwarzwald (Dittrich, Mitt. d. Großh. bad. Geol. Landes-Anstalt IV, 3, 1900).

Mittlere Zone: 2. Ordnung.
4. Kalkglimmerschiefer, Simplontunnel, 4610 m vom S. O.-Portal.

Oberste Zone: 3. Ordnung.
5. Epidotschiefer („Epidosit") N.W. Pochiakülla, Finnland; R. E. S. 546, 2.
6. Kalkphyllit, Kurhaus Tarasp, Unterengadin.

○ Gruppenmittel.

Von den als Beispiele für die IX. Gruppe ausgewählten sechs Analysen besitzen die Nr. 1 und 6 den Charakter von kieseligen Kalken. Bei der Metamorphose von Nr. 1 zu einem Diopsidfels (Rochlitz), als einem Gestein der tiefsten Zone, muß die Kohlensäure ganz durch Kieselsäure ersetzt worden sein, während in dem Epigestein Nr. 6 (Kalkphyllit von Tarasp) der carbonatische Anteil erhalten geblieben ist, indes der spärliche Ton in Sericit überging. Die Projektionspunkte dieser beiden Gesteine sind einander im Osannschen Dreieck (Fig. 8) am meisten genähert. Die übrigen vier Analysen weisen auf Ursprungsgesteine mit der Natur von

Nummer	1	2	3	4	5	6
Analysen						
SiO_2	55,03	53,37	45,80	47,03	43,90	54,05
TiO_2	—	—	0,67	1,08	—	0,34
Al_2O_3 . . .	—	10,38	20,98	11,62	17,76	3,20
Fe_2O_3 . . .	—	4,50	0,56	3,41	13,34	0,61
FeO	4,84	—	4,75	0,86	—	0,36
	MnO 3,16					
CaO	20,72	25,80	19,92	18,28	19,80	21,58
MgO	15,71	1,62	3,10	1,80	2,79	0,45
K_2O	—	—	0,92	2,14	0,41	1,30
Na_2O . . .	—	—	1,25	1,21		0,97
H_2O unter 110°	—	—	1,33	0,49	0,05	—
H_2O über 110°	—	—		0,95		2,06
		CO_2 4,0	0,53	9,60		CO_2 14,98
			P_2O_5 0,16	S 1,20		
Summe	99,46	99,67	99,97	99,67	98,05	99,90
Spez. Gew.	—	3,07	2,93	2,75	—	2,67
Molekularprozente						
SiO_2	51,2	57,3	51,0	57,7	48,7	65,8
Al_2O_3 . . .	—	6,5	13,6	8,3	11,7	2,3
FeO	6,2	3,7	4,8	4,0	11,1	1,0
CaO	20,8	29,9	23,6	23,8	23,6	28,0
MgO	21,8	2,6	5,0	3,2	4,6	0,9
K_2O	—	—	0,7	1,6	0,3	1,0
Na_2O . . .	—	—	1,3	1,4		1,1
Summe	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Gruppenwerte						
S	51,2	57,3	51,0	57,7	48,7	65,8
A	0,0	0,0	2,0	3,0	0,3	2,1
C	0,0	6,5	11,6	5,3	11,4	0,2
F	48,8	29,7	21,8	25,7	27,9	29,8
M	20,8	23,4	12,0	18,5	12,2	27,9
T	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
K	1,0	1,5	0,9	1,0	0,9	1,2
Projektionswerte nach Osann						
a	0,0	0,0	1,0	2,0	0,0	1,5
c	0,0	3,5	6,5	3,0	6,0	0,0
f	20,0	16,5	12,5	15,0	14,0	18,5

Kalkmergeln hin; Nr. 5 (Epidotschiefer) zeichnet sich dabei durch einen größeren Eisengehalt aus; abgesehen von einiger Schwankung in der Tonerdemenge ist sonst die Übereinstimmung eine gute. — Im Projektionsbilde macht sich die geringere chemische Gesetz-

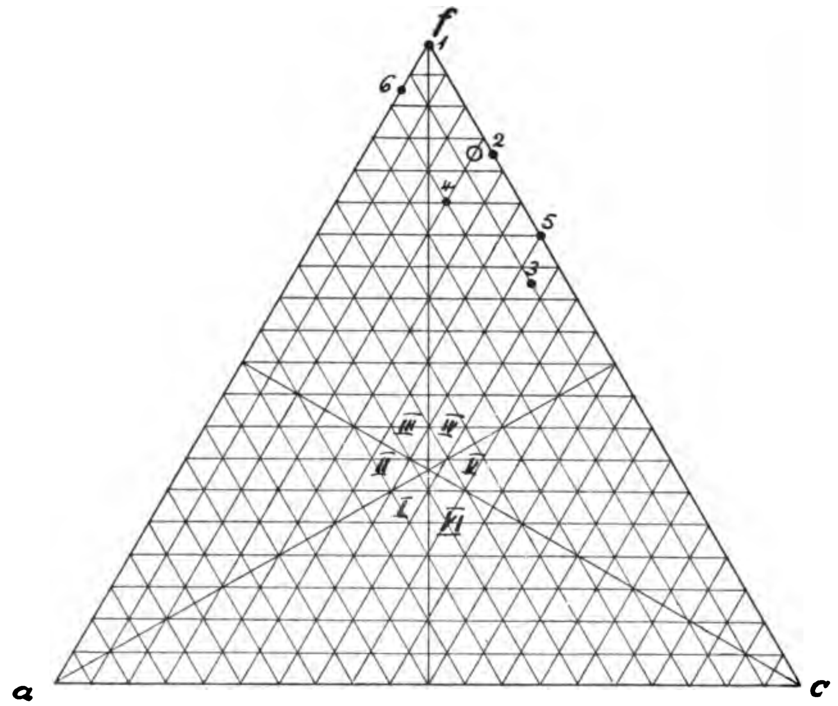


Fig. 8 Projektion nach Osann.

mäßigkeit von Sedimentderivaten in der Zerstreuung der Projektionspunkte bemerkbar. Immerhin gibt sich das Zurücktreten der Alkalien gegenüber dem Kalk durch die Lage der Analysenorte ganz nahe der cf-Linie zu erkennen. Das Anwachsen von F durch die in ihm enthaltene große Menge an CaO wird durch die Annäherung der Projektionspunkte gegen den f-Pol hin bemerkbar.

X. GRUPPE.

MARMORE.

Gruppen-Mittelwerte: S=0 A=0 F=100 T=0. K=0 C=0 M=80.
Projektionswerte (nach Osann): a_0 c_0 f_{20}.

In der chemischen Zusammensetzung der X. Gruppe erlangt nur CO_2, gebunden an CaO und MgO, eigentliche Bedeutung; auch etwas Eisen- oder Mangancarbonat ist wohl stets vorhanden. SiO_2 und die Alkalien, sowie tonige Substanzen fehlen öfter ganz, oder bleiben doch so gering, daß sie zu bloßen Verunreinigungen herabsinken. — Die Gruppenwerte S, K, A, C, T müssen daher für reine Carbonate gleich Null sein; gleichzeitig muß F bis zu 100 ansteigen. Meist überwiegt in demselben CaO und kann sogar alleinherrschend werden (M = 50—100). Demgemäß findet sich in Marmoren selten mehr MgO, als dem Dolomit $MgCaC_2O_6$ entspricht (21,7 % MgO, = 45,39 % $MgCO_3$). Sind weniger als 3 % MgO im Gestein vorhanden, dann bleibt es den Calcitkörnern isomorph beigemischt (J. H. L. Vogt); bei stärkerer Anwesenheit dagegen treten neben Calcit- besonders Dolomitkristalle auf.

Die Umwandlung von dichten sedimentären Carbonatgesteinen in Marmore beruht auf einer Umkristallisation (Lösungsumsatz), indem kleinere Körner zu größeren zusammentreten, und diese alsdann die umgebenden kleineren aufzehren. (Vergl. Teil I S. 78.)[1] Die kieseligen und tonigen Verunreinigungen des Ausgangsmaterials gehen dabei in typomorphe Mineralien jener Zone über, in welcher

1) Nach Experimenten von F. D. Adams und S. T. Nicholson scheiut Druck allein dichtes $CaCO_3$ nicht zur Umkristallisation zu führen; bei Temperaturerhöhung auf 250°—270° treten Neubildungen von Calcitkristallen und Zwillingsbildung ein. — Bei 450° beginnt unter gewöhnlichem Druck die Zersetzung des Calcites; jedoch bleibt er bei viel höheren Temperaturen bestandfähig, wenn der Druck des Überlastenden gleich oder größer ist als der Dampfdruck des CO_2; daher die Bestandfähigkeit von Marmoren in großer Tiefe.



die Umwandlung stattfindet. Kohlige Substanz verschwindet dabei vielfach im Marmor (wohl durch Oxydation), so daß mit der höheren Kristallinität der Gesteine ein Hellerwerden verbunden ist. Zuweilen aber geht der Kohlenstoff zugleich mit dem Carbonat in die kristallinische Form (Graphit) über.

1. ORDNUNG DER **KATA-MARMORE.**

(Tiefste Zone.)

Mineralbestand: Hauptgemengteile: Calcit, Dolomit.
Nebengemengteile: Pyrit, Magnetit.
Übergemengteile: Quarz, Orthoklas, alle Plagioklase, Phlogopit, Diopsid, Wollastonit, Granat, Skapolith, Vesuvian, Spinell, Olivin, Graphit.

Textur: Massig.

Struktur: Granoblastisch.

Die Kata-Marmore sind stets massige, meist weiße, aber auch etwa graue, grünliche, gelbliche oder rötliche, mittel- bis grobkörnige Gesteine. Reine und gut kristalline Formen können in hohem Maße durchscheinend werden (Paros). Die ursprüngliche Schichtung ist gewöhnlich verwischt oder gibt sich nurmehr in einem Wechsel von an Graphit und Glimmer reicheren oder ärmeren Bänken zu erkennen. Auch alle übrigen Accessorien können gelegentlich makroskopisch wahrnehmbar werden.

Unter dem Mikroskop zeigt sich der Calcit stets ohne kristallographische Umgrenzung, wobei ziemlich ebenflächige Körner mit verzahnten wechseln können. Erstere scheinen indessen in Kata-Marmoren zu überwiegen, wobei zugleich die Korngröße eine recht gleichmäßige wird. Die Spaltbarkeit nach $(10\bar{1}1)$ und Gleitung nach $(01\bar{1}2)$ dürfte kaum einem Individuum fehlen. — Der Dolomit hat gewöhnlich mehr oder weniger deutlich die Form des Grundrhomboeders, wobei sich gerne die typisch gebogenen Flächen bemerkbar machen. Die Spaltbarkeit nach $(10\bar{1}1)$ ist ebenso häufig wie beim Calcit, während die Zwillingsstreifung nach $(01\bar{1}2)$ fehlt; dagegen wird eine solche nach $(02\bar{2}1)$ etwa getroffen. Infolge der Kristallformen der Individuen macht sich Verzahnung hier nur spärlich geltend. — Die Accessorien nähern sich in den Kata-Marmoren denen der Kontakt-Marmore; ihre Formen sind oft sehr gut kristallographisch entwickelt; so erscheint z. B. Graphit in sechsseitigen Täfelchen, die Augite in deutlichen Prismen.

Die granoblastische Struktur der Kata-Marmore ist durch die Formen des Calcites und Dolomites bestimmt. Calcitmarmore neigen eher zum Ineinandergreifen der Körner, Dolomitmarmore zur eigentlichen Pflasterstruktur.

Nach ihrem chemischen und mineralischen Bestand lassen sich die Kata-Marmore gliedern in:

a) die Familie der Kata-Calcitmarmore,

b) die Familie der Kata-Dolomitmarmore,

wobei erstere mehr grobkörnig und durchscheinend, letztere häufig zuckerkörnig sind. Die Calcitmarmore schließen mehr kalkreiche, die Dolomitmarmore eher magnesiumreiche Silikate als Übergemengteile ein und gehen durch deren Anreicherung in die entsprechenden Gesteine der IX. und V. Gruppe über. — Die Kata-Marmore bilden meist kleinere linsenförmige Einlagerungen in alten Gneißen; wahrscheinlich gehören hieher Vorkommnisse auf Paros, im Fichtelgebirge, Bayrischen und Böhmerwald, sowie in Finnland. — Dem allertiefsten Grundgebirge scheinen sie, wie die übrigen sedimentogenen Schiefergesteine, zu fehlen.

2. ORDNUNG DER **MESO-MARMORE.**

(Mittlere Zone).

Mineralbestand: Hauptgemengteile: Calcit, Dolomit.
Nebengemengteile: Pyrit, Magnetit, Hämatit.
Übergemengteile: Quarz, Feldspäte, Zoisit, Epidot, Phlogopit, Muscovit, Fuchsit, Grammatit, Strahlstein, Hornblende, Graphitoid.

Textur: Massig bis grobschieferig, Lagentextur.

Struktur: Granoblastisch, selten etwas lepidoblastisch, auch porphyroblastisch.

Die Meso-Marmore stimmen in der Farbe mit den vorigen überein, doch mögen hier häufiger als dort auch gefleckte Varietäten (als ursprüngliche Kalkbreccien) gefunden werden. Ihre Korngröße dürfte im allgemeinen geringer sein; immerhin kommen auch recht grobkörnige Varietäten vor (Ratschinges in Tirol, Norwegen). Frühere Schichtung kann wiederum verwischt und abermals durch Anreicherung von Accessorien angedeutet werden; durch Glimmer wird etwa eine grobe Paralleltextur markiert.

Mikroshopisch verhält sich der Calcit, ebenso der Dolomit, ähnlich wie in der 1. Ordnung, nur bleiben ihre Körner kleiner. Die Calcitindividuen sind indessen manchmal etwas plattig entwickelt, wodurch die Bildung einer Paralleltextur unterstützt wird. Isometrische Körner sind wieder bald verzahnt, bald ebenflächig und in der Größe oft recht verschieden (Tafel X Fig. 5); die größeren sind dann von Streifen und Flecken kleinerer umgeben, die manchmal noch die fetzenförmigen Gestalten haben, welche für Kalkstein charakteristisch

sind. J. H. L. Vogt[1] beschreibt von Segelfor in Rödö (Norwegen) einen Marmor, in welchem größere verzahnte Calcitkörner kleine Calcitidioblasten einschließen. — Die Accessorien sind zum Teil gut entwickelt, auch der Quarz in den bekannten sechsseitigen Säulen mit beidseitig entwickelten Rhomboederflächen; er erscheint überdies noch als Drusenmineral („Carrareserdiamanten"). — Der Glimmer tritt als Muscovit gerne parallel eingestreut im Gestein auf und markiert so auch mikroskopisch die Paralleltextur der Glimmermarmore oder Cipolline (Tafel X Fig. 6). Stärkere Anreicherung desselben, sowie des Quarzes, leitet zu den Kalkglimmerschiefern der IX. Gruppe über. — Der braune, leuchtende Phlogopit findet sich mehr in einzelnen Lagen, besonders auf Kluftflächen angesetzt (Simplon, Val Canaria, Ratschinges).

Unter dem Mikroskop zeigen die Meso-Marmore alle Abstufungen von rein granoblastischer bis zu deutlicher lepidoblastischer Struktur. Durch einsprenglingsartige Accessorien entsteht zuweilen eine porphyroblastische Struktur (Binnental). Kataklastische Spuren sind sehr selten. Sie äußern sich in Verbiegungen von Zwillingslamellen, oder auch in der Entwicklung von Mörtelstruktur (Carrara) und sind wohl ohne Zweifel sekundärer Natur.

Die Meso-Marmore lassen sich wiederum gliedern in:

a) die Familie der Meso-Calcitmarmore,

b) die Familie der Meso-Dolomitmarmore.

Letztere unterscheiden sich von ersteren gewöhnlich wieder durch ihren zuckerkörnigen Habitus, oft größere Feinheit des Kornes und weniger deutliche Schieferung. Von den Accessorien beherbergen auch hier die Dolomitmarmore wieder magnesiumreichere Silikate, indes die Calcitmarmore mehr die Ca-reicheren führen. Die eigentlichen „Cipolline" sind in der Regel glimmerreiche, blätterige Calcitmarmore.

Die Meso-Marmore bilden Einlagerungen in mittleren Gneißen und Glimmerschiefern. Es gehören hieher z. B. die Calcitmarmore vom Pentelikon bei Athen und von Carrara, die Vorkommnisse im Vintschgau (Laas) und Ratschingestal in Südtirol, ferner solche im Wallis (Simplon), von Andermatt und Airolo. — An Dolomitmarmoren sind zu nennen diejenigen von Saillon und vom Binnental im Wallis, vom Campo lungo im Tessin und aus der Umgebung von Schneeberg in Tirol. J. H. L. Vogt (a. a. O.) erwähnt eine größere Zahl von Calcit- und Dolomitmarmoren aus der nordnorwegischen Glimmerschieferformation.

1) Zeitschrift für praktische Geologie 1898, S. 13.

3. ORDNUNG DER **EPI-MARMORE.**

(Oberste Zone.)

Mineralbestand: Hauptgemengteile: Calcit, Dolomit.
Nebengemengteile: Pyrit, Magnetit, Hämatit, Limonit.
Übergemengteile: Quarz, Albit, Sericit, Epidot, Zoisit (Strahlstein), Chlorit, Talk, Serpentin.

Textur: Massig bis schieferig, Lagentextur.

Struktur: Granoblastisch bis schwach lepidoblastisch.

Die Epi-Marmore unterscheiden sich von denen der zwei tieferen Stufen sowohl durch noch feineres Korn, als auch durch eine oft stärkere Pigmentierung, so daß hier rein weiße Varietäten seltener, gelbliche, rötliche und besonders graue häufiger sind; auch gebänderte und gefleckte Abarten werden getroffen. Die besonders innerhalb kalkphyllitischer Regionen als meist wenig mächtige Zwischenlagerungen auftretenden Marmore erinnern in bezug auf Korngröße und Farbe noch vielfach an gewöhnliche Kalksteine, wie auch die Schichtung an ihnen oft noch recht deutlich ist. Die massige Textur, mit welcher sich gerne eine plattige Absonderung verbindet, wird durch parallel eingelagerte Sericitschuppen zuweilen schieferig; es mag aber auch reine Kalk- und Dolomitschiefer geben (Airolo).

Auch mikroskopisch wird das kleinere Korn des Calcites und Dolomites bemerkbar. Innerhalb dieser engeren Grenzen variiert die Korngröße stark; besonders bei Calcit erinnert die unregelmäßigere, fetzenförmige Entwicklung vieler Körner noch stark an Kalksteine. Im übrigen verhalten sich die beiden Carbonate wie in den tieferen Zonen. — Von den Accessorien sind kohlige Substanzen, Quarz und Sericit die konstantesten; erstere sind meist gleichförmig im Gesteine verteilt, während Sericit sich auch zu Lagen anreichert und dadurch Bänderung hervorrufen kann. Durch deutlichere Zunahme von Sericit und zugleich Quarz ergeben sich Übergänge nach den Kalkphylliten; eingestreute Blätter von Talk und Serpentin erzeugen grünlich gefleckte Varietäten und leiten durch die Zwischenformen der „Ophicalcite“ nach den Epi-Gesteinen der V. Gruppe über. —

Die Mikrostruktur der Epi-Marmore ist fein granoblastisch bis deutlich lepidoblastisch, letzteres hervorgerufen sowohl durch eingelagerten Sericit, als auch durch plattige Entwicklung der Calcitkörner.

Auch die Epi-Marmore lassen sich gliedern in:

a) die Familie der Epi-Calcitmarmore,
b) die Familie der Epi-Dolomitmarmore,

die sich in ganz ähnlicher Weise voneinander unterscheiden, wie die entsprechenden Familien der beiden tieferen Ordnungen.

Die Epi-Marmore bilden Einlagerungen in phyllitischen Gesteinen, besonders in Kalkphylliten, bald in größeren abbauwürdigen Lagern, bald in geringeren Mächtigkeiten. Hieher gehören manche kleinere oder größere Lager und Bänke von Marmoren in den Schistes Lustrées der Westalpen und des Wallis (Simplon), die Marmore in den Phylliten von Bormio (San Pietro), einzelne der überschobenen dolomitischen Marmorlager in den Umgebungen von Schneeberg in Tirol (Schwarzseespitze, Moarerweißen, Telfserweißen), sowie manche der mehr oder weniger deutlich kristallinen Kalke aus den kalk- und quarzphyllitischen Regionen am Nordhang der Ostalpen z. B. in den Brennerphylliten und in den weiteren Umgebungen von Mairhofen im Zillertal.

* * *

Als Beispiele für die chemische Zusammensetzung der Gesteine der X. Gruppe mögen folgende sechs Analysen gelten:

Tiefste Zone: 1. Ordnung.

1. Kata-Calcitmarmor von Paros.

Mittlere Zone: 2. Ordnung.

2. Meso-Calcitmarmor von Carrara, R. E. S. 416, 19.
3. Meso-Calcitmarmor von Leifsaet Salten, Norwegen, R. E. S. 416, 20.
4. Meso-Dolomitmarmor von Elvsfjord südl. Fuglevikstrand, Norwegen, R. E. S. 424, 11.

Oberste Zone: 3. Ordnung.

5. Epi-Calcitmarmor, San Pietro bei Bormio.
6. Epi-Dolomitmarmor, Simplontunnel, 3902 m vom NW.-Portal.

Nummer	1	2	3	4	5	6
			Analysen			
CO_2	43,95	43,92	44,64	47,48	43,31	45,67
SiO_2	—	0,16	—	—	1,38	1,97
Al_2O_3	—	} 0,08	—	—	0,41	—
$FeO+Fe_2O_3$	Sp		0,17	0,20	0,18	0,42
CaO	55,61	55,32	50,51	30,33	54,63	32,96
MgO	0,20	0,43	4,47	21,56	0,29	18,50
Rückstand	—	—	0,55	0,46	—	0,30
Summe	99,76	99,91	100,34	100,03	100,20	99,82
Spez. Gew.	2,70				2,72	2,87

Nummer	1	2	3	4	5	6
			Molekularprozente			
SiO_2	—	0,3	—	—	2,3	3,0
FeO	—	0,1	0,2	0,3	0,1	0,5
CaO	99,5	98,5	88,7	50,0	96,5	54,0
MgO	0,5	1,1	11,1	49,7	0,7 0,4 Al_2O_3	42,0
Summe	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
			Gruppenwerte			
S	0,0	0,3	0,0	0,0	2,3	3,0
A	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
C	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	0,0
F	100,0	99,7	100,0	100,0	96,9	97,0
M	99,5	98,5	88,7	50,0	96,1	54,0
T	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
K	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

Projektionswerte nach Osann $a_0\ c_0\ f_{20}$ für alle sechs Analysen.

Die sechs als Beispiele für die X. Gruppe angeführten Analysen wurden berechnet, wie die der silikatischen Gesteine, obgleich durch die Ausschaltung von CO_2 das Bild ihres Chemismus in den Molekularprozenten und Gruppenwerten ein sehr verschobenes wird. Die Berechnung soll hier selbstverständlich nicht mehr dazu dienen, zu zeigen, in welche Gruppe ein gegebenes Gestein einzuordnen sei. Dies unterliegt bei denjenigen Felsarten, welche wesentlich nur aus einer Komponente bestehen, ohnehin keinem Zweifel. Doch kann sie immerhin dazu dienen, den eigenartigen Charakter dieser Gruppe gegenüber allen anderen darzutun. — Die Projektionsorte sind für alle Analysen die gleichen und fallen, wie die vieler Peridodite und deren Abkömmlinge, in den f-Pol des Osann'schen Dreiecks. Darum wurde von einer Projektion abgesehen, und auch darum, weil dieselbe, wie bereits früher (S. 117) bemerkt, für einfache Gesteine keinen klassifikatorischen Wert mehr besitzt. — Noch mag darauf hingewiesen werden, daß die Zahlen für den Calcitmarmor von Paros (Nr. 1) nahezu mit den theoretischen übereinstimmen (F = 100, M = 99,5), ebenso die des Dolomitmarmors von Elvsfjord (Nr. 4) mit F = 100 und M = 50.

XI. GRUPPE.

EISENOXYDISCHE GESTEINE.

(MAGNETITGESTEINE.)

Gruppen-Mittelwerte: **S=20,0 A=0,0 F=80,0 T=0,0. K=0,3 C=0,4 M=2,5.** **Projektionswerte** (nach Osann): **a_0 c_0 f_{20}.**

Im Chemismus der XI. Gruppe erlangt freies oxydisches Eisen (hauptsächlich als Fe_3O_4 und Fe_2O_3) die größte Bedeutung. Vielfach ist es fast allein vorhanden, so daß F wesentlich aus ihm gebildet wird und sich dem Werte 100 nähert. Von den anderen Werten kann nur noch S etwas größer werden (= 10 — 30 Molekularprozente); doch tritt es gewöhnlich gegenüber F sehr zurück, so daß K immer weit unter 1 bleibt. Alkalien und Tonerde sind in der Regel nicht vorhanden (A und T = 0,0); der Gehalt an CaO, meist an CO_2 gebunden, ist geringfügig, so daß auch C um Null schwankt und M klein ist. — Mit der vorigen Gruppe stimmt die XI. also überein in dem hohen F, sowie in dem geringen Werte von K, A, C, T und auch S; unterscheidend zwischen beiden ist der abweichende Inhalt von F (hier FeO, dort CaO und MgO) und der in Gruppe X hohe Wert von M, welcher dort der am meisten charakteristische Posten ist.

Wesentlich aus Eisenoxyden bestehende metamorphe Gesteine können sowohl eruptiver, als sedimentärer Herkunft sein. Im ersteren Falle leiten sie sich von letzten Differenziationsprodukten basischer und intermediärer Magmen ab, im anderen von stark eisenschüssigen Sedimenten, wie Eisencarbonat, Roteisenstein, Eisenoolith, Rasenerzen usw.

1. ORDNUNG DER **KATA-MAGNETITGESTEINE.**

(Tiefste Zone.)

Mineralbestand: Hauptgemengteile: Magnetit.
Nebengemengteile: Apatit, Ilmenit (?), Rutil, Titanit.

Übergemengteile: Augit (Hornblende), Olivin, Granat, Biotit, Feldspäte, Calcit, Dolomit.

Textur: Massig bis schieferig.

Struktur: Granoblastisch.

Von den Gesteinen der XI. Gruppe dürften in der tiefsten Zone nur solche auftreten, welche wesentlich aus Magnetit bestehen, da die höheren Oxydationsstufen des Eisens hier als bestandunfähig gelten. Da aber der Magnetit, als Durchläufer, auch in höheren Niveaux möglich ist, so hängt die Entscheidung der Frage, ob es sich in einem gegebenen Falle um ein Kata-Gestein handelt, in erster Linie von seiner geologischen Lagerung und petrographischen Begleitung ab. — Magnetitgesteine, welche in alten Gneißen liegen und mit ihnen eine geologische Einheit bilden, werden hieher zu zählen sein. Gewisse Fingerzeige geben auch die Accessorien; doch ist hier Vorsicht geboten, weil es vielfach dieselben sind, welche auch in Magnetitlagern auftreten, die integrierende Bestandteile von Massengesteinskomplexen darstellen oder ihre Entstehung einer Kontaktmetamorphose verdanken. — Die in der Literatur uns zugänglichen Angaben reichen meist nicht aus, um beschriebene Magnetitgesteine sicher in die tiefste Zone einzuordnen. Da solche sich im allgemeinen wohl nur durch groberes Korn und ausgesprochene Massigkeit, sowie durch typomorphe Übergemengteile von denen der mittleren Zone unterscheiden, darf für die Beschreibung der Kata-Magnetitgesteine auf das dort Mitzuteilende verwiesen werden.

2. ORDNUNG DER **MESO-MAGNETITGESTEINE** UND **EISENGLIMMERSCHIEFER.**

(Mittlere Zone.)

Mineralbestand: Hauptgemengteile: Magnetit, „Eisenglimmer“, Quarz.

Nebengemengteile: Apatit, Rutil, Ilmenit, Titanit.

Übergemengteile: Haematit (vielfach als Martit)[1], Granat, Glimmer, Hornblende, Strahlstein, Grünerit, Feldspäte, Calcit, Dolomit.

Textur: Schieferig bis massig.

Struktur: Lepidoblastisch, granoblastisch.

1) Pseudomorphose von Haematit nach Magnetit.

Die hieher gehörigen Gesteine sind dicht bis mittelkörnig, grauschwarz oder blauschwarz, auch weiß und grauschwarz gestreift; sie zeigen besonders auf dem Hauptbruch oft starken Metallglanz. Die Schieferung ist zum Teil schon makroskopisch sehr ausgesprochen, vielfach auch blätteriger Habitus. Alle Hauptkomponenten können dem unbewaffneten Auge erkennbar werden, von den Übergemengteilen gelegentlich Granat, Amphibol und Calcit.

Unter dem Mikroskop erweist sich der Magnetit am öftesten als xenoblastisch; nur Drusenräume sind etwa von schönen Oktaedern ausgekleidet; in schieferigen Varietäten kommen plattige Individuen vor. Die Größe der Körner kann streifenweise wechseln; Martitpseudomorphosen sind sehr häufig. — Der stark glänzende „Eisenglimmer“ (Fe_2O_3) erscheint in unregelmäßig begrenzten Blättchen, öfter von Rutilnädelchen durchsetzt; daneben bildet er auch schuppige zusammenhängende Häute; gewöhnlich aber ist er zu Lagen angereichert, die mit Quarzlagen wechseln. — Der Granat ist meistens Almandin; auch Mangangranat wird erwähnt. Gewöhnlich erscheint er nicht in Verbindung mit Eisenglimmer, sondern mit Magnetit. — Das Gleiche gilt von den Amphibolen, unter welchen eisenreichere Strahlsteine und Grünerit vorwiegen; durch parallele Lage ihrer Prismen verstärken sie die Schieferung.

Die Struktur der hieher gehörigen Gesteine erscheint, soweit bei der Undurchsichtigkeit der in ihnen überwiegenden Erze mikroskopische Studien möglich sind, als durchaus kristalloblastisch, die Textur als mehr oder weniger kristallisationsschieferig. — Petrographisch lassen sie sich gliedern in:

a) Die Familie der Meso-Magnetitgesteine.
b) Die Familie der Meso-Eisenglimmerschiefer.

a) DIE FAMILIE DER **MESO-MAGNETITGESTEINE.**

Es sind dunkle, metallisch glänzende, zuweilen auch etwas rötliche und dann matte, schwach schieferige bis massige Gesteine von dichtem bis mittlerem Korn. Ihre Paralleltextur ist vielfach alsLagentextur entwickelt durch einen Wechsel von Streifen groberer und feinerer Magnetitkörner; auch knüpft sie sich etwa an plattige Magnetite oder an die säuligen Accessorien. Primärer Haematit ist ein sehr konstanter Übergemengteil; daneben tritt reichlich Martit auf. Granat, Hornblende und besonders Calcit bilden öfter Streifen im Gestein. — Die Meso-Magnetitgesteine bilden meist kleinere linsenförmige Einlagerungen in Meso-Gneißen und Glimmerschiefern und sind auch öfter mit entsprechenden Marmoren verbunden. Als Lokalitäten dürften zu

nennen sein: Ehrenfriedrichsdorf, Schönbrunn und Rittersgrün im Erzgebirge, Arendal in Norwegen, Collobrière im Dept. Var, Minnesota in Nordamerika usw.

b) DIE FAMILIE DER **(MESO-) EISENGLIMMERSCHIEFER.**

Es sind gut geschieferte Gesteine, welche sich aus wechselnden Lagen von „Eisenglimmer" und Quarz zusammensetzen, die in der Mächtigkeit von 1 cm bis zu Bruchteilen von 1 mm herabsinken. An Accessorien sind sie gewöhnlich ganz arm; dagegen ist Apatit, besonders in den norwegischen Eisenglimmerschiefern, ein sehr konstanter Nebengemengteil; in diesen wird auch der Eisenglimmer stellenweise durch Magnetit vertreten. — An Vorkommnissen sind zu nennen: Die mit Glimmerschiefern und Marmoren verbundenen, mächtigen Schichtsysteme von „Itabirit" im nördlichen Norwegen, die Eisenglimmerschiefer von Ogande-Land in Afrika, von Canada und andere.

3. ORDNUNG DER **EPI-MAGNETITGESTEINE UND ITABIRITE.**

(Oberste Zone.)

Mineralbestand: Hauptgemengteile: Magnetit, Haematit, „Eisenglimmer", Quarz.
Nebengemengteile: Apatit, Limonit, Rutil, Titanit.
Übergemengteile: Epidot, Chlorit, Talk, Serpentin, (Strahlstein), Sericit, Granat, Calcit.

Textur: Schieferig, auch massig.

Struktur: Granoblastisch und lepidoblastisch.

Da die Gesteine der 3. Ordnung in ihren Hauptgemengteilen mit denjenigen der 2. übereinstimmen, muß wieder Lagerung und accessorischer Mineralbestand für die Einordnung entscheiden. Auch die Unterabteilungen entsprechen demgemäß denen der mittleren Zone und können bezeichnet werden als:

a) Die Familie der Epi-Magnetitgesteine.
b) Die Familie der Itabirite (Epi-Eisenglimmerschiefer).

a) DIE FAMILIE DER **EPI-MAGNETITGESTEINE.**

Dieselben sind wohl vielfach von den entsprechenden Gesteinen der tieferen Zonen abzuleiten, indem der Magnetit zum

großen Teil erhalten blieb, zum Teil aber auch in Haematit (Martit) und Limonit überging, während die Accessorien sich in die äquivalenten Minerale der obersten Zone umwandelten. So treten Epidot, Talk, Serpentin und Chlorit an die Stelle von Olivin, Augit und Amphibolen, während Granat, und zuweilen auch Strahlstein, sich als bestandfähig erweisen. — Nach ihren Accessorien und ihrem geologischen Verbande scheinen hieher zu gehören: Das Magnetitlager von Dannemora in Norwegen, welches mit Chloritschiefern und Marmoren verknüpft ist, die Magnetitgesteine von El Pedroso in der Provinz Sevilla und andere mehr.

b) DIE FAMILIE DER **ITABIRITE** (EPI-EISENGLIMMERSCHIEFER).

Sie sind charakterisiert durch die Kleinkörnigkeit ihrer Quarzlagen und durch accessorischen Chlorit, Talk und Sericit. — Neben dem eigentlichen brasilianischen Itabirit, der durch seine Goldführung ausgezeichnet ist und in Gesellschaft von Tonschiefern und Itacolumit auftritt, gehören hieher das kleine Lager im Phyllit des Soon-Waldes in der Rheinprovinz und die mächtigen Lager von Sutton in Canada.

* * *

Die chemische Zusammensetzung der Gesteine der XI. Gruppe erläutern die folgenden drei Analysen:

Tiefste Zone: 1. Ordnung. —

Mittlere Zone: 2. Ordnung.

1. Eisenglimmerschiefer von Fuglevik, Ranen, Norwegen; R. E. S. 435, 13.
2. Eisenglimmerschiefer von Fuglevik, Ranen, Norwegen; R. E. S. 435, 15.
3. Meso-Magnetitgesteine (schieferig und strahlsteinführend), Minnesota; R. E. S. 550, 1.

Oberste Zone: 3. Ordnung. —

Nummer	1	2	3	Nummer	1	2	3
			Analysen				
SiO_2 . . .	10,85	22,80	12,35	MgO . . .	0,14	0,83	4,08
TiO_2 . . .	—	—	0,12	K_2O . . .	—	—	—
Al_2O_3 . . .	0,34	1,07	0,10	Na_2O . . .	—	—	—
Fe_2O_3 . . .	84,14	68,30	58,68	H_2O . . .	—	—	0,19
FeO . . .	1,54	3,08	21,34	P_2O_5 . . .	0,20	0,52	0,25
MnO . . .	0,23	0,38	1,22	S	0,01	0,02	—
CaO . . .	2,25	2,50	1,91	Summe	99,70	99,50	100,24

Nummer	1	2	3	Nummer	1	2	3
Molekularprozente				Gruppenwerte			
				S	14,0	28,3	15,1
SiO_2 . . .	14,0	28,3	15,1	A	0,0	0,0	0,0
Al_2O_3 . . .	0,3	0,8	0,1	C	0,3	0,8	0,1
FeO . . .	82,4	66,9	75,5	F	85,4	70,1	84,7
CaO . . .	3,0	3,3	2,5	M	2,7	2,5	2,4
MgO . . .	0,3	0,7	6.8	T	0,0	0,0	0,0
Summe	100,0	100,0	100,0	K	0,2	0,4	0,2

Projektionswerte nach Osann für alle drei Analysen: a_0 c_0 f_{20}.

Alle drei den vorstehenden Analysen zugrunde liegenden Gesteine gehören der mittleren Zone an; leider standen keine Beispiele der höheren und tieferen Lagen zur Verfügung. Der Eisenglimmerschiefer Nr. 1 stimmt, abgesehen von der höheren Oxydationsstufe seines Eisens, gut mit dem Magnetitschiefer Nr. 3 überein, was sich sowohl in den Molekularproportionen, als auch in den Gruppenwerten deutlich ausspricht. — Die Analysenberechnungen sollen hier aus denselben Gründen, wie bei der vorigen Gruppe, nicht mehr der Einreihung dienen; vielmehr soll nur wieder an ein paar Beispielen der Gruppencharakter veranschaulicht werden. Auch für die Projektion, wo wieder f allein Bedeutung gewinnt, kann auf das dort Erörterte (S. 161) verwiesen werden.

XII. GRUPPE.

ALUMINIUMOXYDGESTEINE.

(SMIRGELGESTEINE.)

Gruppen-Mittelwerte: S=12,0 A=0,5 F=34,0 T=52,5. K=0,2 C=2,5 M=0,0. **Projektionswerte** (nach Osann): $a_{0,0}$ $c_{0,5}$ $f_{19,5}$.

Der chemische Charakter der XII. Gruppe ist dadurch gekennzeichnet, daß die Tonerde alle andern Oxyde überwiegt; Eisenoxyd, gewöhnlich als Fe_3O_4, tritt ihr zur Seite, während alle andern Posten geringfügig bleiben. In der geringen Bedeutung von S (=3—20 Mol. Prozente), K (=0,1—0,5), A (=0—1) und C (=0,5—5) stimmt die XII. Gruppe mit den beiden vorhergehenden überein, ebenso in dem hohen Wert von F, der hier, wie in der XI. Gruppe, dem reichlich vorhandenen Eisen zuzuschreiben ist. Unterscheidend gegenüber allen andern Gruppen ist das Ansteigen von T, dessen Wert der größte ist und oft die Summe aller andern übersteigt (T=45—70); damit muß M stets Null sein. — Dieser Chemismus stimmt mit dem von Beauxiten überein, abgesehen von dem hohen Wassergehalt derselben; die hieher gehörigen Gesteine dürften auch vielfach von solchen abzuleiten sein. Neuerdings nimmt S. A. Papavasiliu[1] auf Grund seiner Untersuchungen der Smirgellager von Naxos an, daß ihre Ursprungsgesteine pneumatolytisch entstandene Gänge von Verbindungen des Aluminiums und Eisens darstellen, welche nachher mit den umgebenden Gesteinen einer Metamorphose unterlagen.

Aus der tiefsten Zone sind uns bis jetzt noch keine Gesteine mit dem Chemismus der XII. Gruppe bekannt geworden, weshalb eine Beschreibung vou Kata-Gesteinen hier ausfallen muß.

---

1) Über die Geologie von Naxos und seine Smirgellagerstätten. Vorläufige Mitteilung. B. die Smirgellagerstätten. Archimedes Nr. 9, 1906; Ref. Geologisches Zentralblatt 1906, 4.

2. ORDNUNG DER **MESO-ALUMINIUMOXYDGESTEINE.**
(„MESO-SMIRGELGESTEINE.“)
(Mittlere Zone.)

Mineralbestand: Hauptgemengteile: Korund, Magnetit.
Nebengemengteile: Pyrit, Haematit, Rutil.
Übergemengteile: Margarit, Muscovit, Biotit, Chloritoid, Turmalin, Disthen, Staurolith.
Textur: Massig bis grobschieferig, Lagentextur.
Struktur: Granoblastisch.

Die hieher gehörigen Gesteine sind dicht bis feinkörnig, von dunkel blaugrauer oder schwarzgrauer Farbe und von großer Härte. Ihre Lagentextur und grobe Schieferung ist schon makroskopisch wahrnehmbar. Von den Gemengteilen sind Korund, Magnetit, heller Glimmer und auch etwa Turmalin schon mit unbewaffnetem Auge erkennbar.

Der Korund erscheint öfter in guten Kristallen mit Ausbildung von Prisma, Pyramide und Basis. Auch getreidekornförmige Kristalloide kommen vor und Körner von beliebiger Form. In der Regel erscheint der Korund farblos; doch machen sich auch blaue Individuen bemerkbar und solche, bei welchen farblose und blaue Zonen wechseln. Meist ist derselbe stark mit Einschlüssen erfüllt, unter denen rundlicher oder staubförmiger Magnetit der häufigste ist. Er kann sich so sehr anreichern, daß der Wirt ganz undurchsichtig wird. Ebenso wurden kleinere Korunde und zierliche Rutilzwillinge als Einschlüsse beobachtet. — Letzteres Mineral tritt in größeren Säulchen auch selbständig auf, desgleichen besonders der Magnetit. Dieser besitzt vielfach die Form des Oktaeders, welches gern auch in Verzerrung zu flachen Tafeln vorkommt, die dann in der Schieferungsebene liegen. Ferner tritt der Magnetit oft zu Streifen zusammen, und bringt so vielfach Lagentextur hervor. Von Korundkörnern ist er zuweilen so reichlich durchsetzt, daß er siebartig durchbrochen aussieht. Oxydation zu Haematit tritt öfter ein. — Der Turmalin, welcher in allen Smirgeln als häufiger Übergemengteil vorhanden ist, hat die Form knolliger und selbst lappiger Körner, ebenso der Staurolith, während der Disthen langsäulig, doch ohne Endflächen erscheint. Von den meist kleinblätterigen Glimmern ist Margarit der häufigste, Biotit der seltenste. Chloritoid aggregiert sich, ähnlich wie in den Ottrelithphylliten, zu strahligen Büscheln.

Unter dem Mikroskop wird die Paralleltextur der Smirgelgesteine wenig bemerkbar, da die Schieferung sehr grob ist; doch macht sie sich einigermaßen geltend durch streifenweisen Wechsel feinerer und gröberer Korundkörner. Die kristalloblastische Struktur ist wegen der augenfälligen gleichzeitigen Entstehung aller

Komponenten sehr typisch[1]; kataklastische Spuren werden nirgends erwähnt. — Die bekanntesten Smirgellager, darunter die von Naxos, Samos und Kleinasien, kommen in Verbindung mit Glimmerschiefern und Marmoren vor.

Am Ochsenkopf bei Bockau unfern Schwarzenberg im sächsischen Erzgebirge liegt ein kleines Smirgellager im Phyllit; bei Chester in Massachusets ist ein solches mit Kalk- und Chloritschiefern verbunden. Daraus darf geschlossen werden, daß Smirgelgesteine auch der obersten Zone angehören können, daß also auch Epi-Smirgelgesteine (Epi-Aluminiumoxydgesteine) bestehen.

* * *

Als Beispiele für die chemische Zusammensetzung der Gesteine der XII. Gruppe mögen dienen:

Tiefste Zone: 1. Ordnung. —

Mittlere Zone: 2. Ordnung.

1. Smirgel, Naxos, R. E. 552. 1.
2. Smirgel, Kremno, Naxos, R. E. 552. 2.
3. Smirgel, Renidi, Naxos, R. E. 552. 3.

Oberste Zone: 3. Ordnung. —

Nummer	1	2	3	Nummer	1	2	3
Analysen				Molekularprozente			
SiO_2	2,41	5,64	5,45	SiO_2	4,0	10,0	9,2
TiO_2	—	—	—	Al_2O_3	67,4	50,1	49,0
B_2O_3	—	1,15	0,88	FeO	23,6	36,9	38,2
Al_2O_3	69,46	57,67	56,52	CaO	5,0	0,7	1,5
Fe_2O_3	19,08	33,36	34,65	MgO	—	2,1	1,0
CaO	2,81	0,43	0,90	K_2O	—	0,2	0,3
MgO	—	0,83	0,43	Na_2O	—	—	0,8
K_2O	—	0,31	0,40		100,0	100,0	100,0
Na_2O	—	—	0,60				
H_2O	5,47	0,70	0,42				
	99,23	100,09	100,25				

1) Tschermak, G., Mineralogisch-petrographische Mitteilungen XIV, 311 bis 342.

Nummer	1	2	3	Nummer	1	2	3
Gruppenwerte				Projektionswerte (nach Osann)			
S	4,0	10,0	9,2				
A	0,0	0,2	1,2				
C	5,0	0,7	1,5	a	0,0	0,0	0,5
F	23,6	39,0	39,2	c	3,5	0,5	0,5
M	0,0	0,0	0,0	f	16,5	19,5	19,0
T	62,4	49,2	46,3				
K	0,1	0,4	0,2				

Als Beispiele für den Chemismus der XII. Gruppe waren uns nur Analysen des Smirgels von Naxos zugänglich. Aus ihnen geht hervor, daß die Tonerde mit steigendem Eisenoxydgehalt abnimmt, wobei die Summe beider Oxyde sowohl nach Gewichts-, als Molekularprozenten um 90 schwankt. Bei den übrigen Posten sind schon infolge ihrer Geringfügigkeit keine großen Differenzen möglich. — Für Analysenberechnung und Projektion gilt Ähnliches, wie für die vorigen Gruppen. Letztere verbietet sich hier auch deswegen, weil das Hauptgruppenmerkmal, das in T liegt, in ihr nicht zum Ausdruck kommt, sondern nur jene Posten, die mehr oder weniger als Verunreinigungen gelten müssen.

DIE FAMILIEN DER KRISTALLINEN SCHIEFER

Gruppen	I. Gruppe **Alkalifeldspatgneiße** („Orthoklasgneiße“)	II. Gruppe **Tonerdesilikat-Gneiße**	III. Gruppe **Kalknatronfeldspatgneiße** („Plagioklasgneiße“)
Epi-Gesteine (Oberste Zone)	Sericit-Albitgneiße	Tonerdereiche Sericit-Albitgneiße: Sericit-Albitgneiße Disthen-Albitgneiße Staurolith-Albitgneiße Granat-Albitgneiße	Epidot-Albitgneiße
	Tonerdearme Sericitphyllite	Tonerdereiche Sericitphyllite: Sericitphyllite Disthenphyllite Staurolithphyllite	Epidotphyllite
	Epi-Alkalifeldspatgneiße (kataklastisch)	Granatphyllite Ottrelithphyllite	Epi-Plagioklasgneiße (kataklastisch)
Meso-Gesteine (Mittlere Zone)	Meso-Alkalifeldspatglimmergneiße: Muscovitgneiße Zweiglimmergneiße Meso-Biotitalkalifeldspatgneiße	Meso-Tonerdesilikatgneiße: Disthengneise Staurolithgneiße Meso-Granatgneiße	Meso-Plagioklasgneiße: Meso-Hornblendeplagioklasgneiße Meso-Glimmerplagioklasgneiße
	Glimmerarme Meso-Alkalifeldspatgneiße	Tonerdereiche (eigentl.) Glimmerschiefer: Muscovitschiefer Zweiglimmerschiefer Paragonitschiefer	Hornbl.- } arme Meso- Glimmer- } Plag.-Gneiße
	Tonerdearme Glimmerschiefer: Muscovitschiefer Zweiglimmerschiefer	Disthenglimmerschiefer Staurolithglimmerschiefer Granatglimmerschiefer	Hornblendegarbenschiefer
Kata-Gesteine (Tiefste Zone)	Kata-Biotitorthoklasgneiße Biotitarme Kata-Orthoklasgneiße	Sillimanitgneiße Cordieritgneiße Kata-Granatgneiße	Augit- Kata-Hornblende- Katabiotit- } Plagioklasgneiße Augit- Hornbl.- Biotit- } arme Kata-Plag.-Gneiße

IN TABELLARISCHER ZUSAMMENSTELLUNG.

Gruppen	IV. Gruppe **Eklogite und Amphibolite**	V. Gruppe **Magnesiumsilikatschiefer**	VI. Gruppe **Jadeitgesteine**
Epi-Gesteine (Oberste Zone)	Epidot-Chloritschiefer Albit-Amphibolite Glaukophanite Gabbroschiefer (und Allatinitschiefer)	Chloritschiefer Talkschiefer Serpentinschiefer (Antigorite)	
Meso-Gesteine (Mittlere Zone)	Granatamphibolite Plagioklasamphibolite { Zoisitamphibolite und Skapolithamphibolite	Hornblendeschiefer Strahlsteinschiefer und Nephrite Anthophyllitschiefer	
Kata-Gesteine (Tiefste Zone)	Eklogite Plagioklasaugitfelse (Erlanfelse)	Olivinschiefer (mit oder ohne Granat) Augitschiefer und -felse	Jadeite

DIE FAMILIEN DER KRISTALLINEN SCHIEFER

Gruppen	VII. Gruppe **Chloromelanitgesteine**	VIII. Gruppe **Quarzitgesteine**	IX. Gruppe **Kalksilikatgesteine**
Epi-Gesteine (Oberste Zone)	Sericit-Glaukophan-albitschiefer Chlorit-Glaukophan-albitschiefer	Sericitquarzite	Epidotgesteine und Epi-Granatschiefer Kalkphyllite Karbonatreiche Kalk-silikatgesteine
Meso-Gesteine (Mittlere Zone)	Biotitplagioklas-schiefer Hornblende-Chloro-melanite	Meso-Gneißquarzite Glimmerquarzite	Meso-Granatschiefer Kalkglimmerschiefer
Kata-Gesteine (Tiefste Zone)	Chloromelanite	Kata-Gneißquarzite	Kalkreiche Augitfelse Kata-Granatfelse Vesuvianfelse Skapolithfelse

IN TABELLARISCHER ZUSAMMENSTELLUNG.

Gruppen	X. Gruppe **Marmore**	XI. Gruppe **Eisenoxydische Gesteine** (Magnetitgesteine)	XII. Gruppe **Aluminiumoxydische Gesteine** (Smirgelgesteine)
Epi-Gesteine (Oberste Zone)	Epi-Calcitmarmore Epi-Dolomitmarmore	Epi-Magnetitgesteine Itabirite	Epi-Smirgelgesteine
Meso-Gesteine (Mittlere Zone)	Meso-Calcitmarmore Meso-Dolomitmarmore	Meso-Magnetitgesteine Eisenglimmerschiefer	Meso-Smirgelgesteine
Kata-Gesteine (Tiefste Zone)	Kata-Calcitmarmore Kata-Dolomitmarmore	Kata-Magnetitgesteine	

Tafel III

Erklärung der Tafel III.

Fig. 1. Kata-Biotitorthoklasgneiß („Centralgneiß"), Etzmannsdorf, niederösterr. Waldviertel, Nicols ×, Vergr. 12.

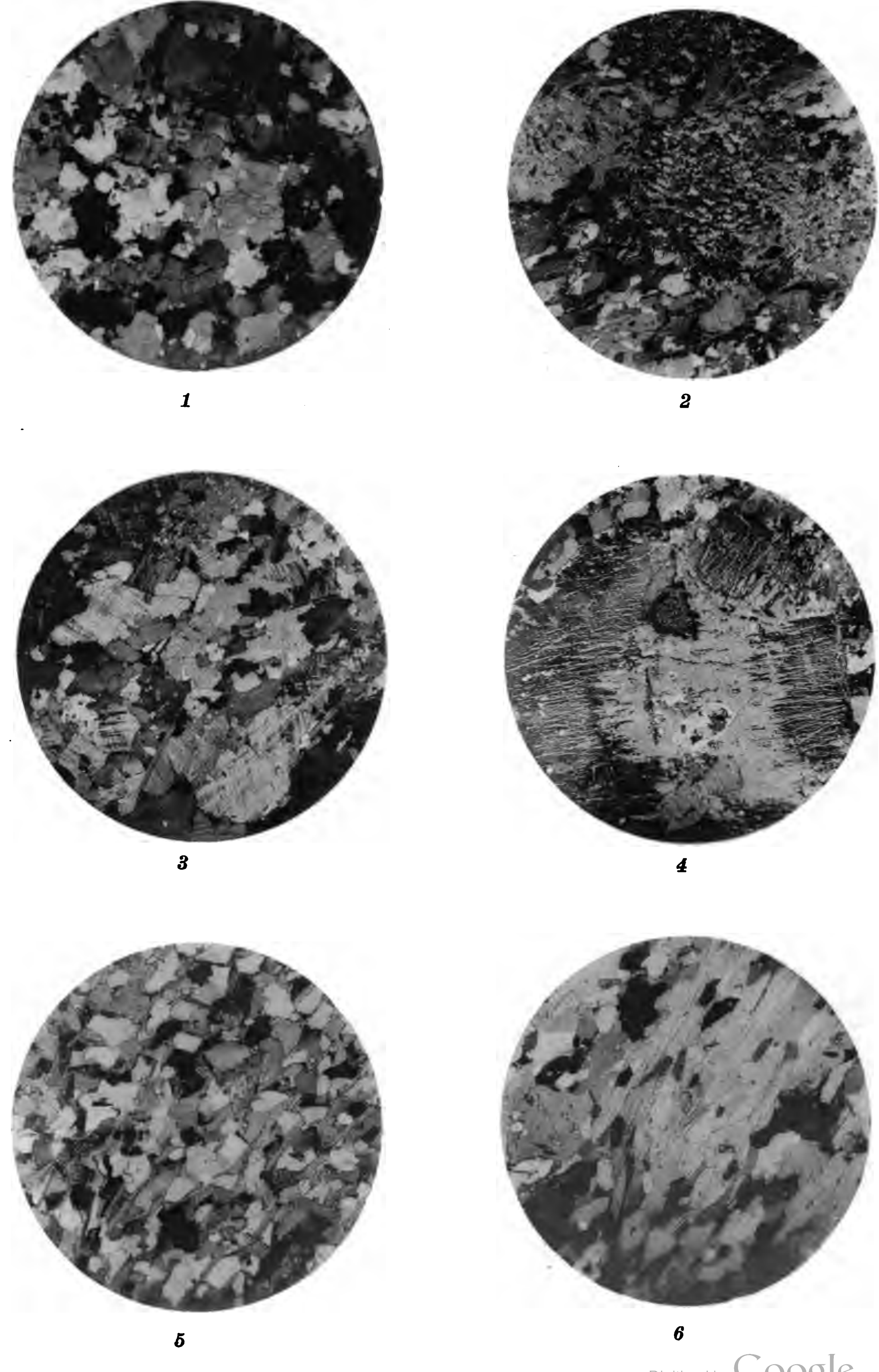
Fig. 2. Kata-Biotitorthoklasgneiß („Renchgneiß"), sedimentogen, Brückenbühl, Steinach, Schwarzw., Nicols ×, Vergr. 30.

Fig. 3. Zweiglimmergneiß („Antigoriogneiß"), Grodo, Antigoriotal, Nicols ×, Vergr. 12.

Fig. 4. Mikroperthit aus Zweiglimmergneiß, Fibbia, St. Gotthard, Nicols ×, Vergr. 12.

Fig. 5. Meso-Biotitorthoklasgneiß, Psammitgneiß, Sulztal bei Längenfeld im Ötztal, Tirol, Nicols ×, Vergr. 30.

Fig. 6. Muscovitgneiß („Adulagneiß"), Vals, Bündner Oberland, Nicols ×, Vergr. 30.



1 2 3 4 5 6

Tafel IV

Erklärung der Tafel IV.

Fig. 1. Glimmerarmer Meso-Orthoklasgneiß („Granulit“-Schiefer), Großwein, Sachsen, Nicols $\times$, Vergr. 32.

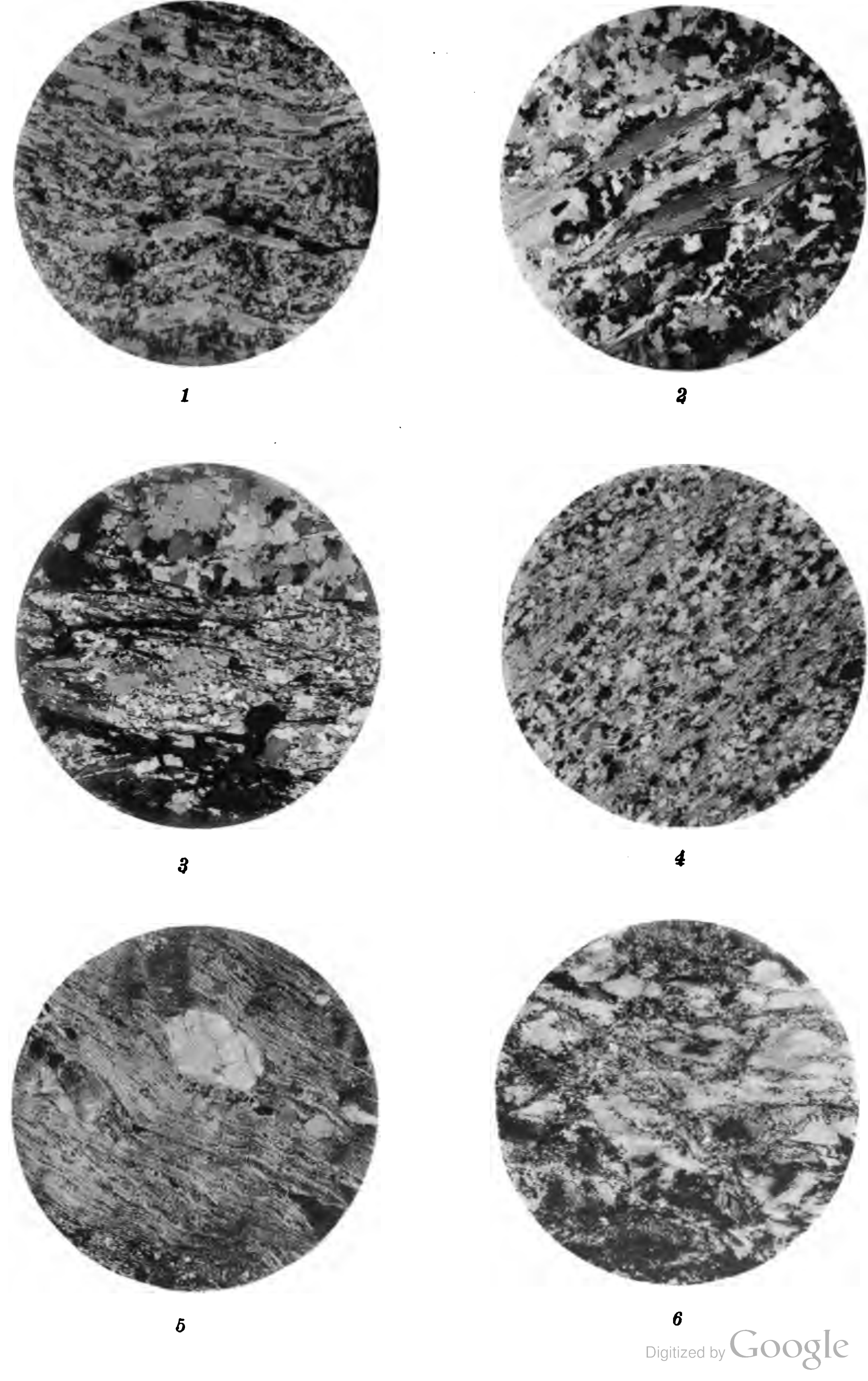
Fig. 2. Tonerdearmer Zweiglimmerschiefer, Breiteben im Pfelderstal, Südtirol. Nicols $\times$, Vergr. 12.

Fig. 3. Zweiglimmerorthoklasgneiß („Injektionsgneiß“), Val Tremola, St. Gotthard, Nicols $\times$, Vergr. 30.

Fig. 4. Tonerdearmer Sericitalbitgneiß, Lauterbach, Graslitz, Böhmen, Nicols $\times$, Vergr. 32.

Fig. 5. Tonerdearmer Sericitphyllit, Alp Gnoven, Windgälle, Uri, Nicols $\times$, Vergr. 10.

Fig. 6. Epi-Orthoklasgneiß, kataklastisch, Fuorcla dellas Clavigliades, Unterengadin, Nicols $\times$, Vergr. 32.



1 2 3 4 5 6

Tafel V

Erklärung der Tafel V.

Fig. 1. Sillimanitgneiß, Langenbielau, Schlesien, Nicols ×, Vergr. 32.

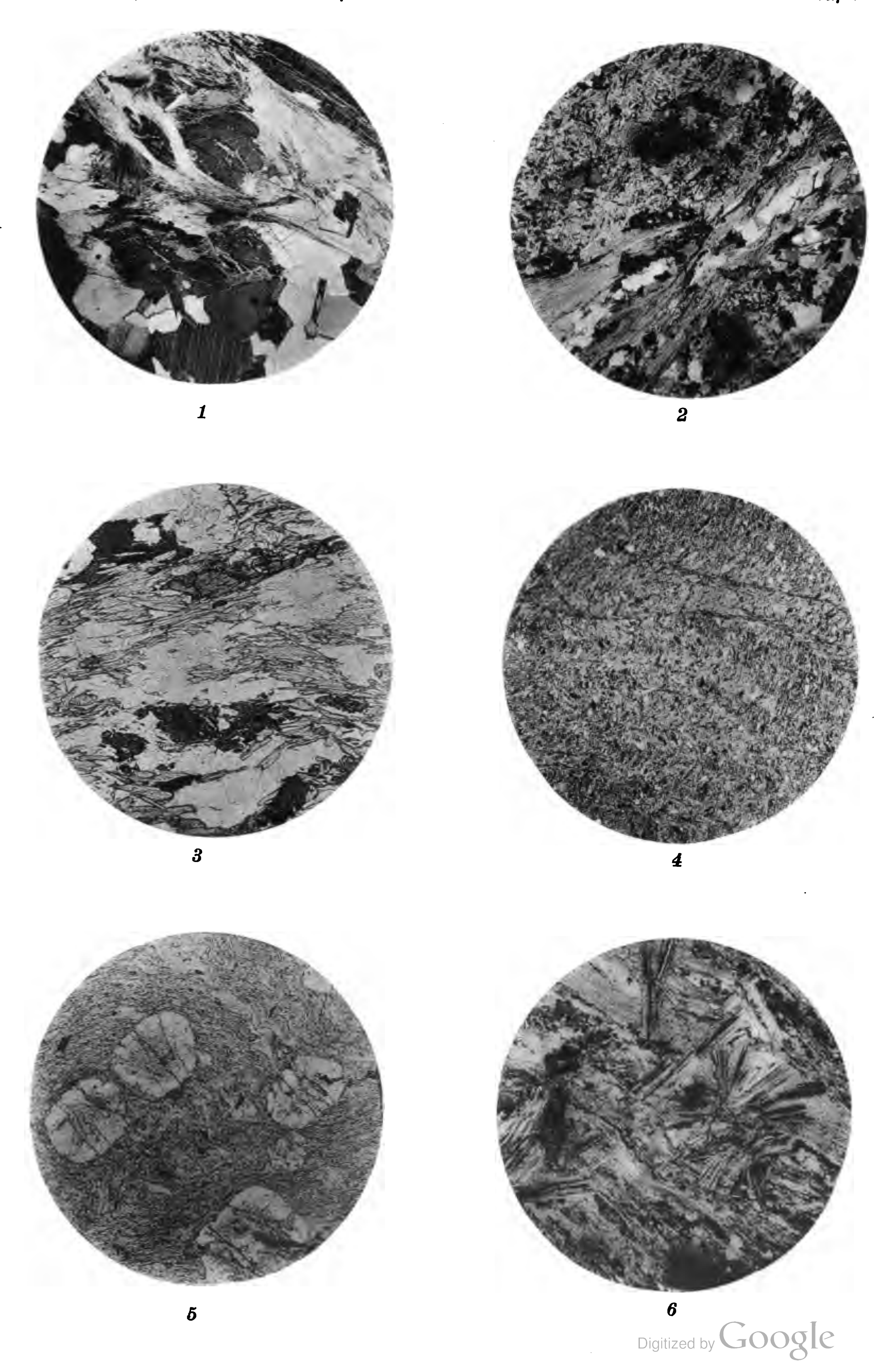
Fig. 2. Granatstaurolithgneiß, Schönnaralp, Hinterpasseier, Südtyrol, Nicols ×, Vergr. 12.

Fig. 3. Tonerdereicher Sericitalbitgneiß, Glaukophan führend, Fionnay, Val de Bagne, Wallis, Nicols ‖, Vergr. 30.

Fig. 4. Tonerdereicher Sericitphyllit, helizitisch, Prutz, Kaunsertal, Tirol, Nicols ×, Vergr. 12.

Fig. 5. Tonerdereicher Sericitphyllit mit Granatporphyroblasten, Schneeberg, Tirol, Nicols ‖, Vergr. 12.

Fig. 6. Ottrelithphyllit, Curaglia, Val Medels, Bündner Oberland, Nicols ×, Vergr. 32.



1 *2* *3* *4* *5* *6*

Tafel VI

Erklärung der Tafel VI.

Fig. 1. Augitplagioklasgneiß, Hartmannsdorf, Sachsen, Nicols ×, Vergr. 32.

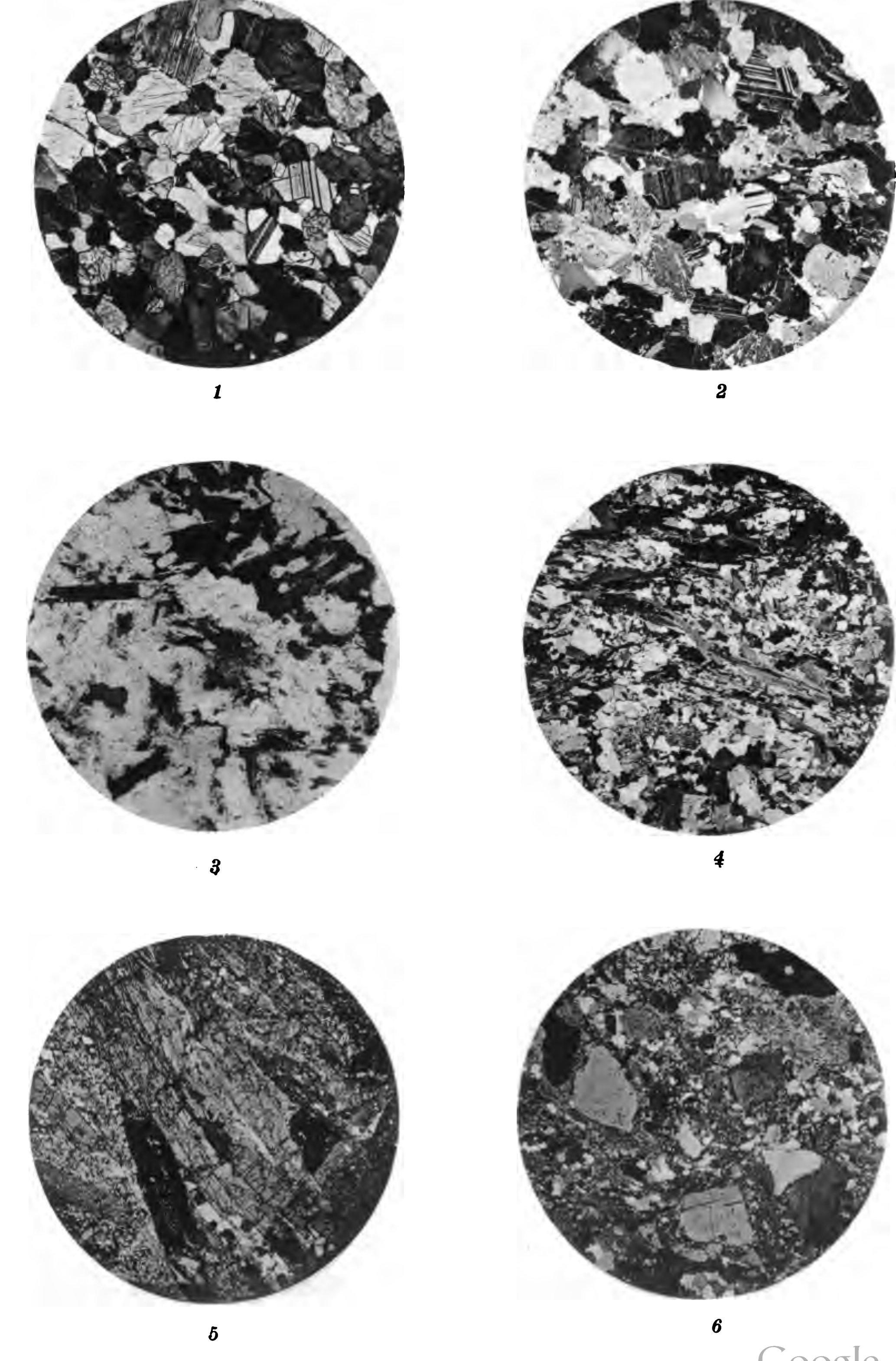
Fig. 2. Kata-Hornblendeplagioklasgneiß, Dürnstein a. d. Donau, Waldviertel, Nicols ×, Vergr. 12.

Fig. 3. Meso-Hornblendebiotitplagioklasgneiß („Tonalitgneiß") mit „Zoisitbesen", Engelwand, Ötztal, Tirol, Nicols ||, Vergr. 32.

Fig. 4. Meso-Biotitplagiokasgneiß, sedimentogen, Bérisal a. d. Simplonstraße, Oberwallis, Nicols ×, Vergr. 12.

Fig. 5. Hornblendegarbenschiefer mit quarzitischem Grundgewebe, Sasso rosso, Airolo, Tessin, Nicols ×, Vergr. 10.

Fig. 6. Epi-Plagioklasgneiß, kataklastisch („Urserengneiß"), Urnerloch, Andermatt, Uri, Nicols ×, Vergr. 12.

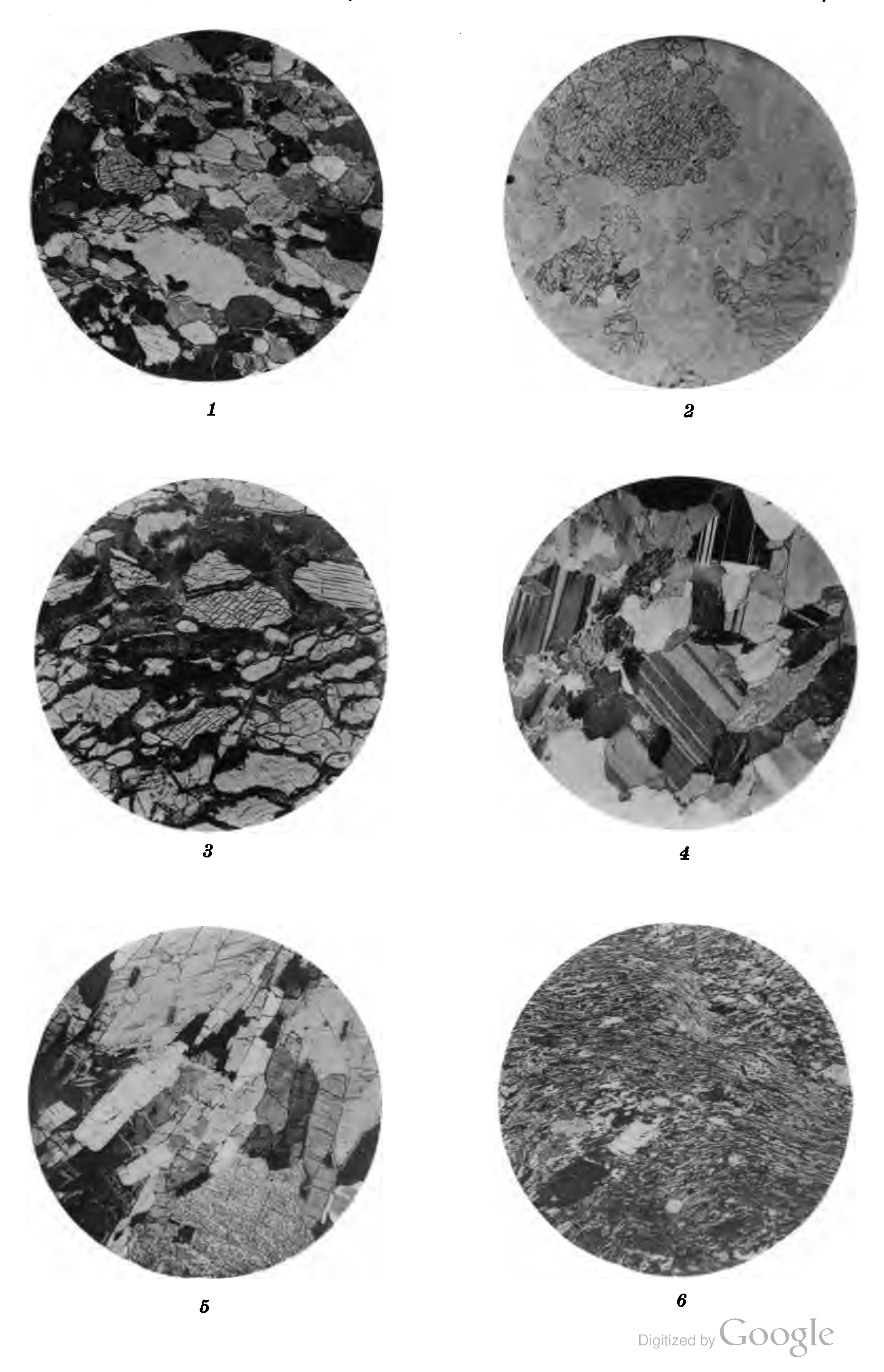


1 2 3 4 5 6

Tafel VII

Erklärung der Tafel VII.

Fig. 1. Eklogit, Sölden, Ötztal, Tirol, Nicols ⨯, Vergr. 32.
Fig. 2. Plagioklasaugitfels, Mauren bei Peterstal, Schwarzwald, Nicols ‖, Vergr. 33.
Fig. 3. Eklogitamphibolit, Sölden, Ötztal, Tirol, Nicols ‖, Vergr. 32.
Fig. 4. Plagioklasamphibolit mit Gabbrostruktur (Schalch), Maisachtal, Schwarzwald, Nicols ⨯, Vergr. 30.
Fig. 5. Zoisitamphibolit, Saualpe, Kärnthen, Nicols ⨯, Vergr. 10.
Fig. 6. Albitamphibolit, Sasso rosso, Airolo, Tessin, Nicols ⨯, Vergr. 32.



1 2 3 4 5 6

Tafel VIII

Erklärung der Tafel VIII.

Fig. 1. Epidot-Chloritschiefer, poikiloblastisch, Fionnay, Val de Bagne, Wallis, Nicols ×, Vergr. 33.

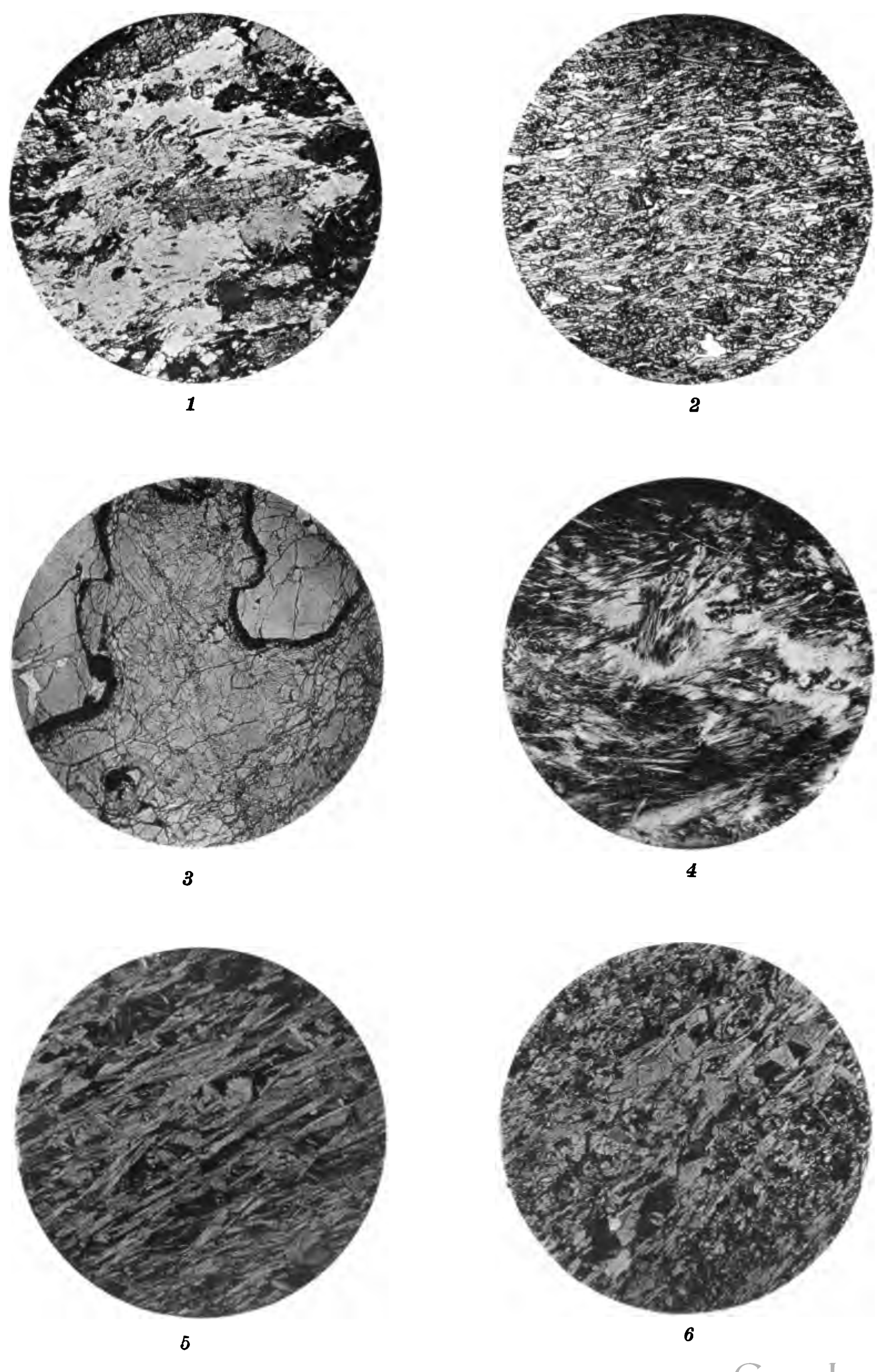
Fig. 2. Glaukophanit, Menai Bridge, Anglesey, Wales, Nicols ×, Vergr. 32.

Fig. 3. Granatolivinschiefer (Kelyphitstruktur), Val Gorduno bei Bellinzona, Tessin, Nicols ||, Vergr. 12.

Fig. 4. Nephrit, errat. St. Andreas, Cham bei Zug, Nicols ×, Vergr. 32.

Fig. 5. Chloritschiefer, Chiavenna, Nicols ×, Vergr. 32.

Fig. 6. Serpentinschiefer („Antigorit") mit Augitrelikten, Val Malenco, Graubündten, Nicols ×, Vergr. 32.

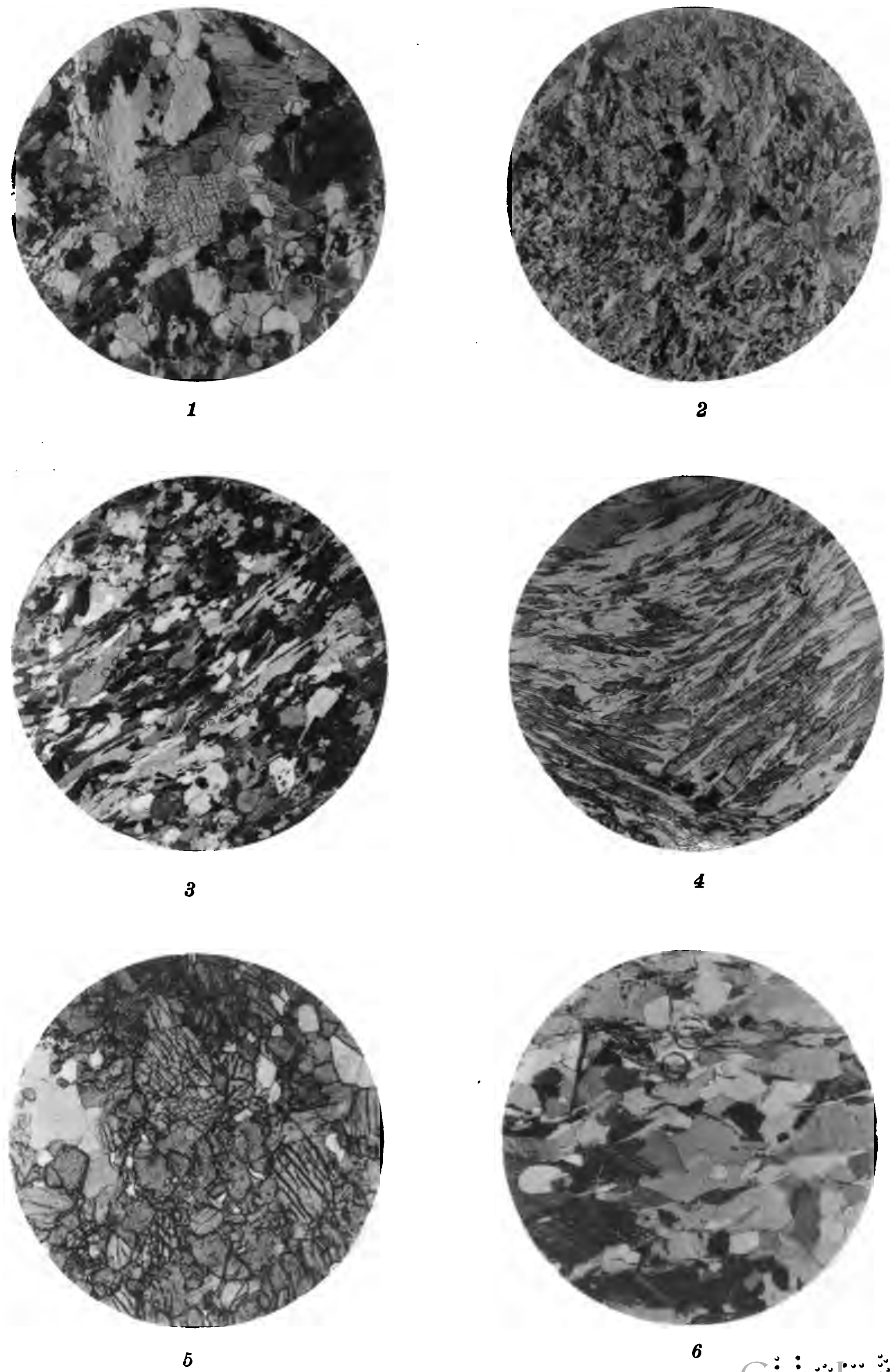


1 2 3 4 5 6

Tafel IX

Erklärung der Tafel IX.

Fig. 1. Jadeit, China, Nicols $\times$, Vergr. 32.
Fig. 2. Chloromelanit, errat. Mörigen am Bielersee 32, Nicols $\times$, Vergr. 32.
Fig. 3. Biotitalbitschiefer, Simplontunnel, 225 m vom SO-Portal, Nicols $\times$, Vergr. 12.
Fig. 4. Sericit-Glaukophanalbitschiefer, Lavintzie, Val de Bagne, Wallis, Nicols $\parallel$, Vergr. 12.
Fig. 5. Kata-Granatfels, Kuttenberg, Böhmen, Nicols $\parallel$, Vergr. 34.
Fig. 6. Kalkglimmerschiefer, Simplontunnel, 1680 m vom NW-Portal, Nicols $\times$, Vergr. 32.

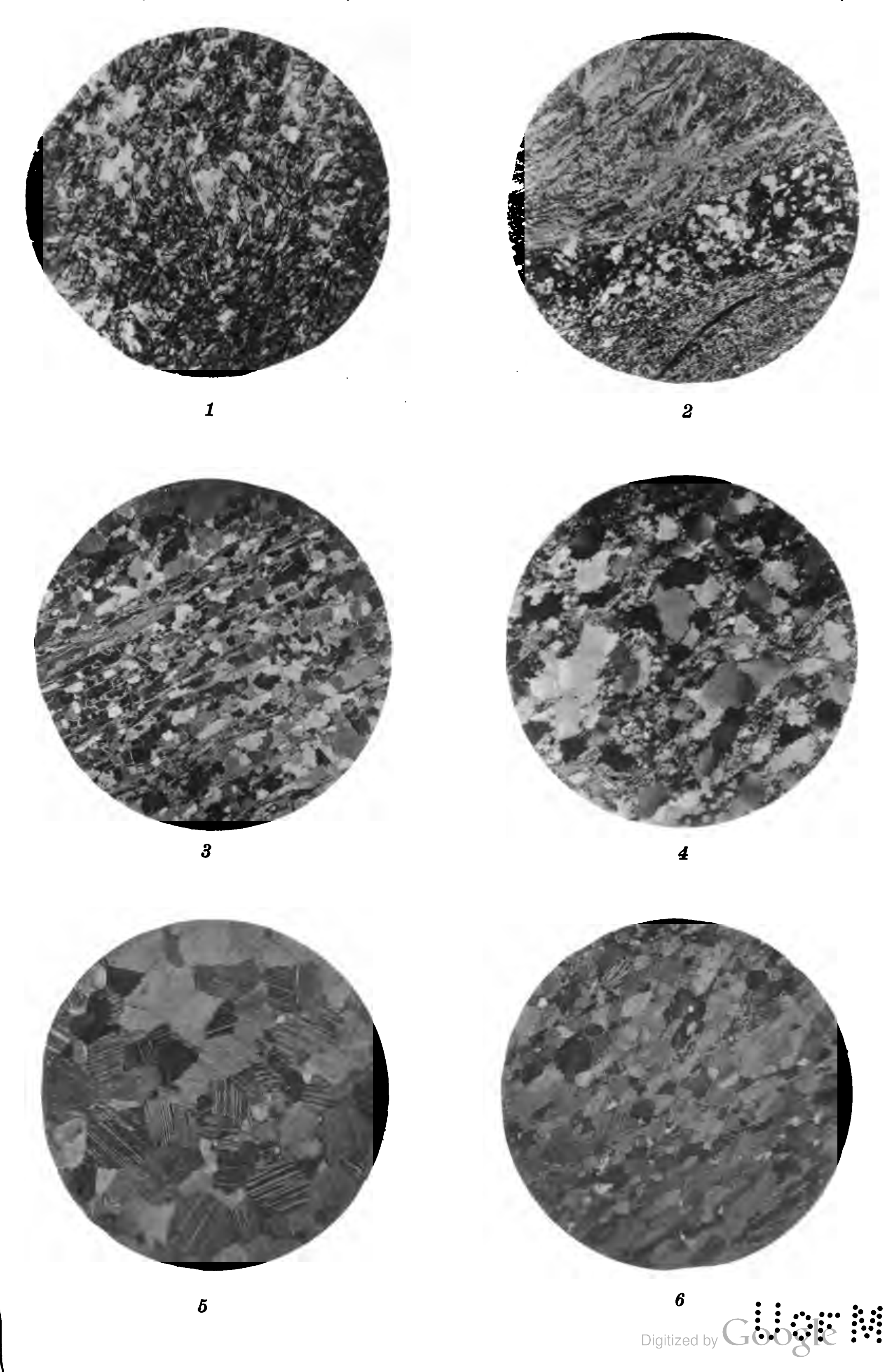


1 2 3 4 5 6

Tafel X

Erklärung der Tafel X.

Fig. 1. Epidotschiefer („Epidosit“) Goslerwand, Prägraten, Tirol, Nicols ‖, Vergr. 32.
Fig. 2. Kalkphyllit, Klamm bei Lend, Gasteintal, Salzburg, Nicols ×, Vergr. 32.
Fig. 3. Glimmerquarzit, Airolo, Tessin, Nicols ×, Vergr. 12.
Fig. 4. Sericitquarzit, klastoporphyrisch („Taunusquarzit“), Butznickel bei Ehlhalten, Nicols ×, Vergr. 32.
Fig. 5. Meso-Calcitmarmor, Jennwand, Laas, Südtirol, Nicols ×, Vergr. 12.
Fig. 6. Meso-Calcitmarmor, Glimmer führend, („Cipollin“), Andermatt, Uri, Nicols ×, Vergr. 12.



1 2 3 4 5 6